



Impact de la paramétrisation de la contrainte de surface sur la modélisation des surcotes en zone pré-littorale

Loès LE GOFF LE GOURRIEREC ¹, Xavier BERTIN ¹, Denis DAUSSE ¹

1. UMR 7266 LIENSs, CNRS- La Rochelle Université, 2 Rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France.

Loes.le_goff_le_gourrierc@univ-lr.fr, xavier.bertin@univ-lr.fr

Résumé :

Comprendre, modéliser et prévoir les processus hydrodynamiques responsables des niveaux marins extrêmes dans les zones littorales est de plus en plus essentiel dans un contexte d'élévation du niveau marin qui augmente l'aléa de submersion marine. À cela s'ajoute l'anthropisation des littoraux, qui se traduit par une augmentation des populations et des enjeux socio-économiques et entraîne une augmentation des risques de submersion marine. Pour répondre à ces défis, les outils de modélisation numérique des surcotes n'ont cessé de se développer depuis les années 60, avec des progrès importants après chaque catastrophe majeure, comme celle liée à l'ouragan Katrina dans le Golfe du Mexique en 2005. Cependant, malgré ces progrès, la paramétrisation de la contrainte de surface exercée par le vent et sa dépendance à l'état de mer demeurent des verrous scientifiques majeurs et la principale source d'incertitude dans la prévision des surcotes.

Dans ce contexte, cette étude vise à étudier l'impact de la paramétrisation de la contrainte de surface sur la modélisation des surcotes à l'aide du système de modélisation numérique SCHISM. Trois approches sont comparées : (1) l'approche de POND & PICKARD, (1983) indépendante de l'état de mer, (2) une approche basée sur la vitesse de frottement dépendante de l'état de mer et (3) une approche basée sur l'âge des vagues. Cette comparaison est réalisée pour le cas des tempêtes Ciaran du 2 novembre et Domingos du 4 au 5 novembre 2023, qui ont généré des surcotes de l'ordre d'un mètre dans les Pertuis Charentais. En particulier, les données issues d'un capteur de pression dans la zone pré-littorale du sud-ouest de l'Île d'Oléron (14 m de fond) permettent d'étudier le lien entre la contrainte de surface et l'état de mer.

Mots-clés :

Hydrodynamique, SCHISM, Surcote, Etat de mer, Contrainte de surface.

1. Introduction

L'augmentation des activités socio-économiques et des populations sur les littoraux entraîne une concentration des enjeux. Or, ceux-ci sont soumis à des aléas extrêmes plus fréquents, essentiellement du fait de l'augmentation du niveau des mers. Dans ce

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

contexte, il est essentiel de comprendre et prédire les niveaux marins extrêmes liés aux surcotes. Au cours des dernières décennies nous avons assisté à une augmentation notable du développement d'outil de modélisation des surcotes. Ces recherches ont mené en premier lieu à la création d'un système opérationnel de prévision des surcotes aux États-Unis (JELESNIANSKI, 1965) ne considérant que les forçages atmosphériques. Par la suite, nous avons assisté à l'amélioration de la prévision des surcotes de par la prise en compte des vagues et la représentation de processus physiques complexes, tels que les interactions air-mer et vagues-courants. Suite à l'ouragan Katrina, des progrès très importants ont été réalisés concernant la modélisation des surcotes et des submersions marines, notamment par le développement de simulations entièrement couplées vagues-courants et massivement parallèles à l'aide du système ADCIRC-SWAN (DIETRICH *et al.*, 2011), puis SCHISM-WWM (ROLAND *et al.*, 2012). Des verrous scientifiques persistent, notamment en ce qui concerne la paramétrisation de la contrainte de surface (EDSON *et al.*, 2013 ; BERTIN *et al.*, 2015). Bien que de nombreuses études aient montré une dépendance de la contrainte de surface à l'état de mer (MASTENBROEK *et al.*, 1993 ; REICHL *et al.*, 2014) et notamment à l'âge des vagues (DONELAN *et al.*, 1993), il n'existe pas de consensus sur la manière de le représenter dans les modèles.

Nous proposons d'étudier l'impact de la paramétrisation de la contrainte de surface sur les surcotes dans la zone pré-littorale d'une plage dissipative située au sud-ouest de l'Île d'Oléron. Pour ce faire, nous comparons les surcotes modélisées sur la période s'étendant du 28 octobre au 8 novembre 2023 aux observations in-situ réalisées par des profondeurs moyennes de 14 m, où des surcotes de l'ordre d'un mètre ont été observées.

2. Site et tempêtes étudiées

2.1 Site d'étude

Le site d'étude choisi se situe sur la côte atlantique Française au sud de l'île d'Oléron (Figure 1). Cette région est bordée par un plateau continental large et peu profond, favorisant le développement des surcotes (BREILH, 2014). La zone est soumise à un régime de marée semi-diurne avec un marnage maximal pouvant dépasser 6.5 m à La Rochelle (Figure 1) et le climat de vagues local est caractérisé par une hauteur significative moyenne annuelle d'environ 1.7 m ayant une direction incidente d'environ 280° (DODET *et al.*, 2019).

2.2 Conditions météorologiques de la période d'étude

La période d'étude s'étend du 28 octobre au 8 novembre 2023, où se sont succédés plusieurs événements de tempête : Céline le 28 octobre, Ciaran le 2 novembre ainsi que Domingos dans la nuit du 4 au 5 novembre. Des vitesses de vent de 25 m/s et une pression atmosphérique minimale de 976 hPa (à Chassiron) ont contribué au développement de

surcotes ayant atteint jusqu'à 1 m à Saint-Trojan, au sud-ouest de l'île d'Oléron (Figure 1), ainsi que dans les pertuis charentais.

3. Méthodologie

3.1 Observations in-situ

Les données de pression atmosphérique ainsi que de vitesse et de direction du vent ont été récupérées à la station du phare de Chassiron (46° 3.0' N -1° 24.6' O) à 10 m d'altitude. La pression atmosphérique est ramenée au niveau des mers.

Un pressiomètre (RBR virtuoso³) est déployé en permanence depuis mai 2022 dans le cadre du service national d'observation DYNALIT au large de Saint-Trojan sur l'Île d'Oléron aux coordonnées : 45°49,8003 N; 1°18,6166 W. Sa fréquence d'acquisition est de 2 Hz. La reconstruction de la surface libre a été réalisée à l'aide d'une fonction de transfert basée sur la théorie linéaire puis les paramètres moyens des vagues (H_{m0} , T_{m02} , etc.) ont été calculés à partir de l'analyse spectrale réalisée avec la méthode de Welch sur des échantillons de 20 minutes sur la plage de fréquence 0.035Hz à 0.25Hz. Une analyse harmonique des composantes de marée ainsi qu'une reconstruction du signal de marée ont été effectuées à l'aide de Utide (CODIGA, 2011) afin de calculer les surcotes.

3.2 Modélisation numérique

Dans le cadre de cette étude, le modèle de circulation SCHISM (ZHANG *et al.*, 2016) couplé au modèle spectral de vagues WWM-III est utilisé.

3.2.1 *Description du système de modélisation*

SCHISM (Semi-implicit Cross-scale Hydroscience Integrated System Model) est un système de modélisation open-source qui vise à simuler la circulation hydrodynamique barocline en 3D en utilisant un algorithme semi-implicite combinant des méthodes d'éléments finis et de volumes finis et une méthode Eulérienne-Lagrangienne pour l'advection. Afin d'étudier la façon dont l'état de mer influence la contrainte de surface, nous comparons trois paramétrisations :

- L'approche proposée par POND & PICKARD (1983), indépendante de l'état de mer, basée sur un coefficient de traînée C_d qui varie linéairement avec la vitesse du vent qui est bornée entre 6 et 50 m/s (non atteinte dans notre étude).

$$\tau_s = \rho_a \cdot C_d \cdot U_{10}^2 \quad (1)$$

$$C_d = 0.00061 + 0.000063 \cdot \max(\min(|U_{10}|, 50), 6) \quad (2)$$

où : τ_s est la contrainte de surface, ρ_a la densité de l'air, U_{10} la vitesse du vent à 10 m d'altitude.

- Une approche basée sur la vitesse de frottement dépendante de l'état de mer et calculée par le modèle de vagues (BERTIN *et al.*, 2015).

$$\tau_s = \rho_a \cdot U_*^2 \quad (3)$$

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

$$U_* = U_{10} \cdot \kappa \cdot \left(\ln \left(\frac{Z_{obs}}{Z_0} \right) \right)^{-1} \quad (4)$$

où : U_* est la vitesse de frottement du vent, κ la constante de von Karman, Z_{obs} la hauteur de la mesure du vent (10 m) et Z_0 la rugosité de surface.

- L'approche proposée par DONELAN *et al.*, en 1993 et basée sur l'âge des vagues.

$$\xi = \frac{c_p}{U_{10}} \quad (5)$$

$$Z_0 = H_{rms} \cdot 6,7 \cdot 10^{-4} \cdot \xi^{-2.6} \quad (6)$$

$$C_d = \kappa \cdot \left(\ln \left(\frac{Z_{obs}}{Z_0} \right) \right)^{-1} \quad (7)$$

$$\tau_s = \rho_a \cdot C_d \cdot U_{10}^2 \quad (8)$$

avec ξ l'âge des vagues, c_p la vitesse de phase et H_{rms} la hauteur quadratique moyenne.

3.2.2 Implémentation du modèle

Le domaine modélisé (Figure 1) s'étend de 44 à 47 °N en latitude et de -3 à 0 °E en longitude. La grille du domaine est non-structurée avec une résolution allant de 3 km au large à 100 m proche des côtes et compte 41241 nœuds. La bathymétrie utilisée est issue du MNT HOMONIM produit par le SHOM de maille 100 m.

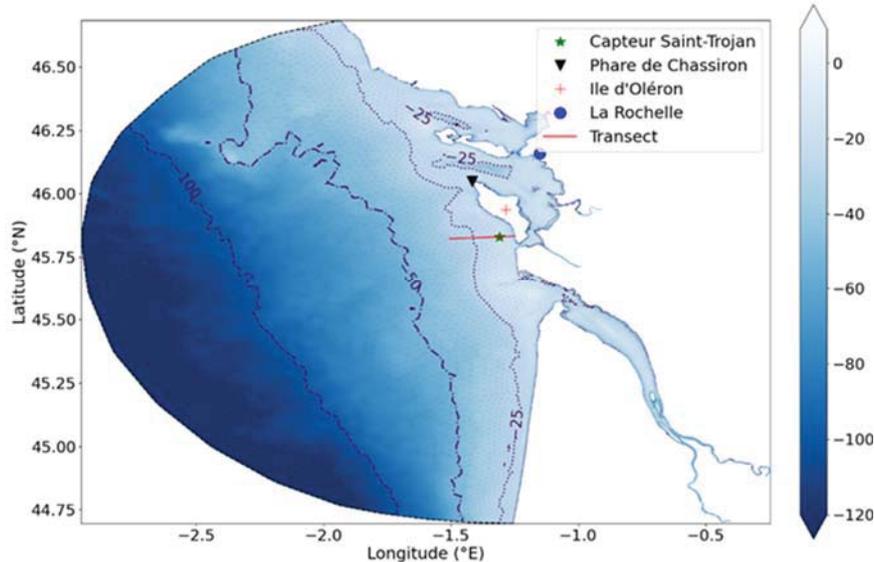


Figure 1. Bathymétrie (m) du domaine issu du MNT 100m du SHOM, isobathes -25m, -50m et -100m, ainsi que le maillage de la configuration.

Au vu de la zone étudiée, un coefficient de Manning uniforme de 0.02 a été appliqué sur l'entièreté du domaine (BUNYA *et al.*, 2010). Le modèle est forcé par les champs de vents horaire issus de la réanalyse CFSR (SAHA *et al.*, 2014). Le forçage de marée utilisé pour forcer le modèle de circulation SCHISM est issu du modèle régional de marée de BERTIN *et al.*, (2012), qui fournit les amplitudes et phases des 19 principaux

constituants de marée : O1, K1, P1, Q1, M2, S2, N2, K2, 2N2, MU2, NU2, M3, M4, MS4, MN4, MK4, M6, 2MN6, 2MS6.

Le forçage spectral de vague aux frontières du domaine alimentant WWM-III est issu d'une simulation avec le modèle WW3, implémenté sur l'Atlantique Nord avec une résolution de 0.5° tel que décrit dans PEZERAT (2022).

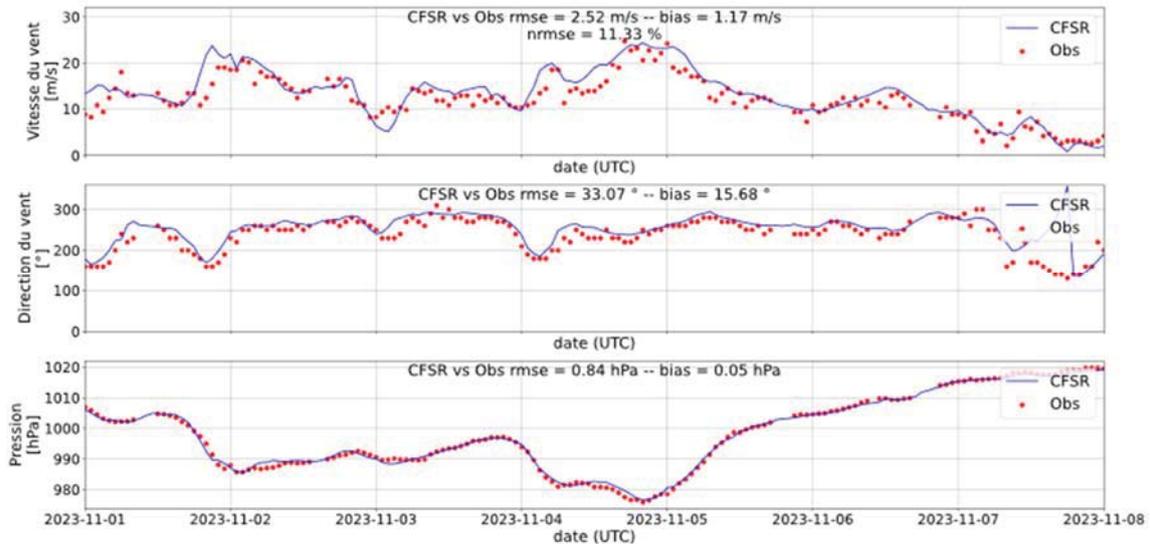


Figure 2. Comparaisons entre le forçage de vent utilisé issu de CFSR et les observations in-situ au phare de Chassiron.

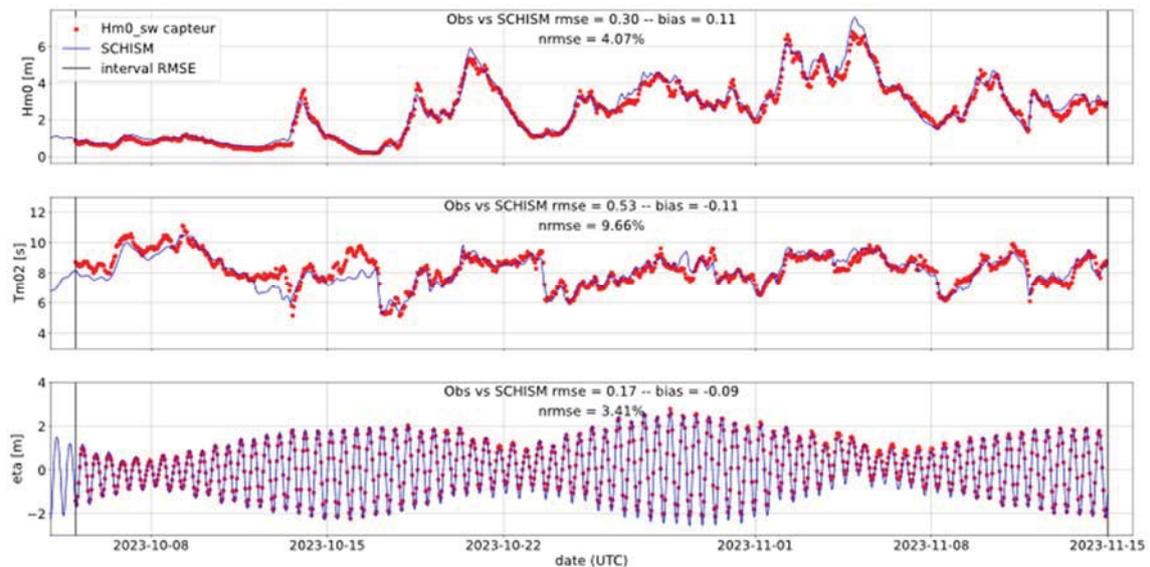


Figure 3. Paramètres de vague et niveau d'eau mesurés et simulés au capteur situé au large de Saint-Trojan.

4. Résultats

4.1 Forçage atmosphériques

La comparaison entre le forçage atmosphérique utilisé et les observations effectuées au phare de Chassiron (Figure 2) montre une faible erreur. Concernant le vent, la comparaison montre un biais positif de l'ordre d'1 m/s ainsi qu'une erreur normalisée de 11.33%. La direction du vent est correctement représentée avec un biais d'environ 16°. La pression atmosphérique a un biais de 0.05hPa.

4.2 Vagues

Avant d'analyser l'impact du calcul de la contrainte de surface et sa possible dépendance à l'état de mer, nous évaluons la capacité du modèle à reproduire l'état de mer sur la période d'étude (Figure 3). Sur la période du 5 octobre au 15 novembre 2023, nous obtenons une très bonne représentation des vagues. Dans le cas de H_{m0} nous obtenons une erreur RMS de 30cm ainsi qu'un biais de 11 cm ce qui correspond à un écart quadratique moyen d'environ 4% une fois normalisée par les observations. Concernant les périodes T_{m02} , nous obtenons une erreur de 9.66%. Enfin le niveau d'eau η est reproduit avec une erreur de 3,41%.

4.3 Surcotes

Compte tenu de la position du capteur dans la zone pré-littorale, la surcote observée ne correspond pas au wave setup.

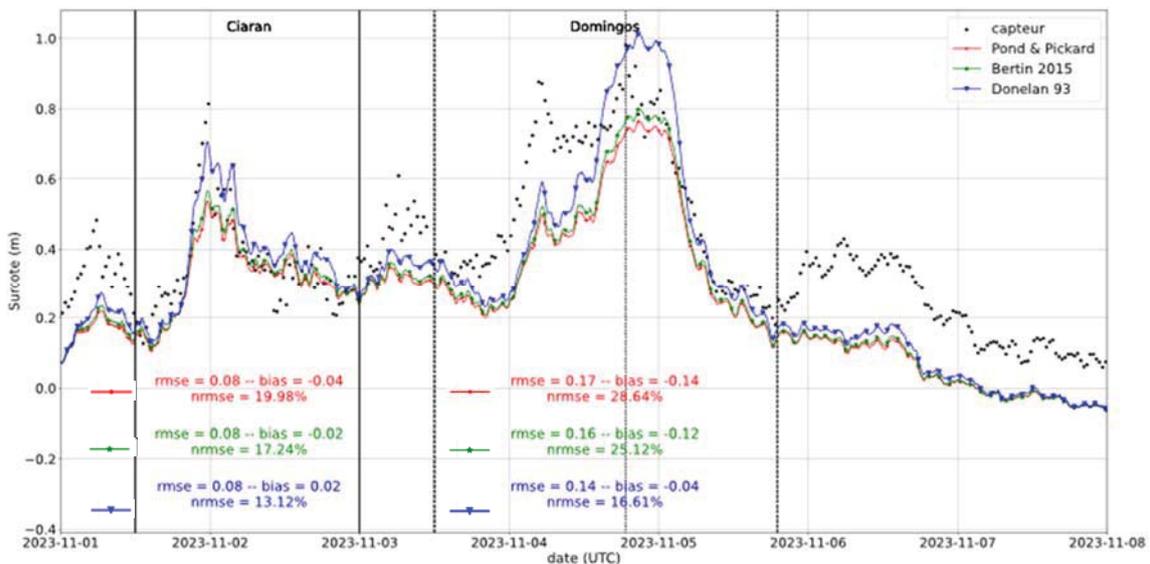


Figure 4. Surcotes mesurées et simulées au niveau du capteur situé au large de Saint-Trojan lors des tempêtes Ciaran et Domingos, en pointillé le pic de la surcote observée.

La paramétrisation indépendante de l'état de mer proposée par POND & PICKARD (1983) aboutit à une sous-estimation des surcotes (Figure 4), avec une erreur normalisée d'environ 20% et 29%, en grande partie liée à un biais négatif de 0.02 et 0.10 m, respectivement dans le cas de Ciaran et Domingos. L'approche basée sur la vitesse de frottement et dépendante de l'état de mer décrite par BERTIN *et al.*, (2015) permet de réduire les erreurs bien que l'on ne reproduise pas les niveaux maximaux atteints lors de ces épisodes avec une différence de l'ordre de 20 cm au pic de la tempête Domingos. Enfin, l'approche de DONELAN *et al.*, (1993) prenant en compte l'âge des vagues, nous permet d'obtenir une bonne reproduction de ces événements exceptionnels avec des erreurs normalisées respectivement de 13% et 17%, bien que l'on observe un biais positif pour Domingos.

5. Discussions et perspectives

La modélisation des surcotes au large d'Oléron a permis d'étudier la prise en compte de l'état de mer dans le calcul de la contrainte de surface, dans un contexte où il n'y a pas de consensus complet au sein de la communauté scientifique.

Malgré une assez bonne représentation des événements extrêmes étudiés nous observons une forte sous-estimation de la surcote au début de la tempête Domingos (environ 25 cm). Cette sous-estimation peut être liée à une mauvaise représentation du transport d'Ekman au début de la tempête, liée au fort vent de sud (Figure 2). Dans nos simulations, la taille du domaine et l'utilisation d'une configuration 2DH peut ne pas permettre une bonne représentation de ce transport. Enfin, le cycle saisonnier thermo-stérique du niveau de la mer qui ne peut être représenté dans cette configuration barotrope peut induire une sous-estimation de la surcote dans nos résultats allant jusqu'à une dizaine de centimètres (PAYO-PAYO & BERTIN, 2020).

La prise en compte de l'âge des vagues dans la contrainte de surface au travers de la paramétrisation décrite par DONELAN *et al.*, (1993) nous permet de mieux reproduire les épisodes de surcotes dans cette zone pré-littorale. Avec cette approche, la contrainte de surface augmente fortement lorsque la hauteur d'eau diminue du fait du shoaling et de la diminution de la vitesse de phase des vagues associée (Figure 5). L'âge des vagues, particulièrement faible (DRENNAN *et al.*, 2003) au pic de la tempête ainsi que des hauteurs quadratiques moyennes particulièrement élevées engendrent une tension de surface deux fois plus élevée avec la paramétrisation dépendante de l'âge des vagues comparée à la paramétrisation indépendante de l'état de mer.

Néanmoins, cette paramétrisation aboutit à une surestimation de la surcote au pic de la tempête Domingos, alors même que la contribution des effets thermo-stériques, qui entraîne un niveau moyen plus élevé en automne, n'est pas prise en compte dans le modèle. Afin de mieux comprendre l'importance de l'état de mer dans les surcotes, de nouvelles campagnes de mesure devront être réalisées, avec des capteurs déployés à différentes positions le long d'un transect perpendiculaire au rivage.

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

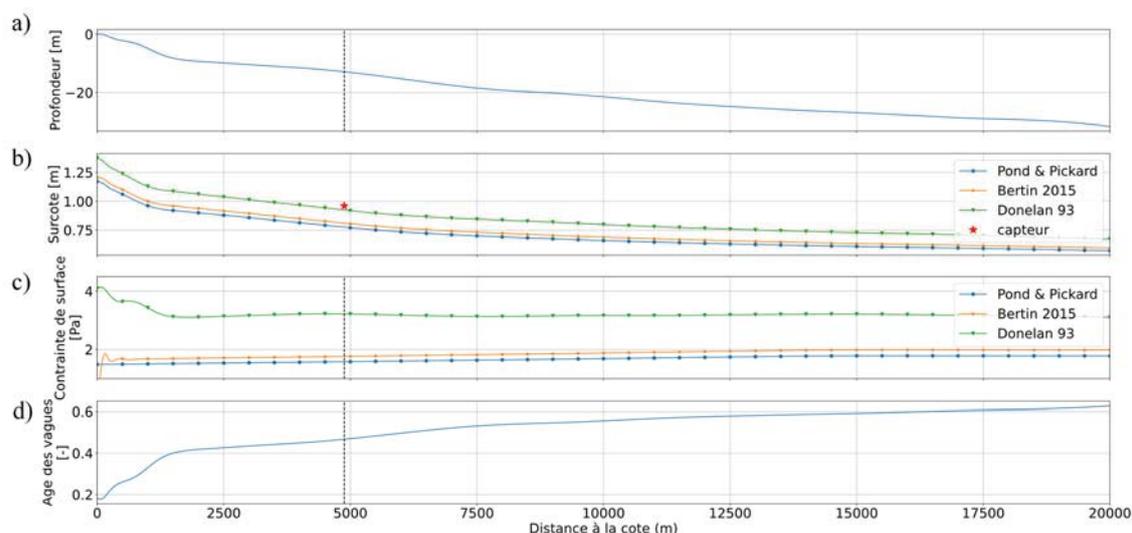


Figure 5. Bathymétrie (a), surcote (b), contrainte de surface (c) et âge des vagues (d) le long d'un transect passant au niveau du capteur situé au large de Saint-Trojan (Figure 1) lors du pic de la tempête Domingos (4 novembre 2023 à 18h40, Figure 4).

Remerciements

DYNALIT ; CNES ; LRTZC ; SHOM et l'équipe développant SCHISM.

6. Références bibliographiques

- BERTIN X., BRUNEAU N., BREILH J.F., FORTUNATO A.B., KARPYTCHEV M. (2012). *Importance of wave age and resonance in storm surges : the case Xynthia, Bay of Biscay*. *Ocean Modelling*, 42, pp. 16-30. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.11.001>
- BERTIN X., LI K., ROLAND A., BIDLOT J.-R. (2015), *The contribution of short-waves in storm surges: Two case studies in the Bay of Biscay*, *Continental Shelf Research*, 96, 1-15, doi:10.1016/j.csr.2015.01.005
- BREILH J.F. (2014). *Les surcotes et les submersions marines dans la partie centrale du Golfe de Gascogne : les enseignements de la tempête Xynthia*. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre, Université de La Rochelle, (NNT : 2014LAROS009). (tel-01174997)
- CODIGA D.L. (2011). *Unified tidal analysis and prediction using the UTide Matlab functions*. Technical Report 2011-01. Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI. 59pp., doi:10.13140/RG.2.1.3761.2008
- DIETRICH J., ZIJLEMA M., WESTERINK J.J., *et al.*, (2011). *Modeling hurricane waves and storm surge using integrally coupled, scalable computations*, *Coastal Engineering*, 58 (1), 45-65, doi:10.1016/j.coastaleng.2010.08.001
- DODET G., BERTIN X., BOUCHETTE F., GRAVELLE M., TESTUT L., WÖPPELMANN G. (2019). *Characterization of sea-level variations along the metropolitan coasts of France: waves, tides, storm surges and long-term changes*. *Journal of Coastal Research*; 88 (SI): 10–24. <https://doi.org/10.2112/SI88-003.1>

- DONELAN M.A., DOBSON F.W., SMITH S.D., ANDERSON R.J. (1993). *On the dependence of sea surface roughness on wave development*, Journal of physical Oceanography, 23 (9), 2143-2149, doi:10.1175/1520-0485(1993)023<2143:OTDOSS>2.0.CO;2
- DRENNAN W.M., GRABER H.C., HAUSER D., QUENTIN C. (2003). *On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas*, J. Geophys. Res., 108, 8062, doi:10.1029/2000JC000715, C3
- EDSON J.B., JAMPANA V., WELLER R. A., BIGORRE S.P., PLUEDDEMANN A.J., FAIRALL C.W., MILLER S.D., MAHRT L., VICKERS D., HERBACH H. (2013). *On the exchange of momentum over the open ocean*. J. Phys. Oceanogr., 43:1589–1610. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0173.1>
- JELESNIANSKI C.P. (1965). *A numerical calculation of storm tides induced by a tropical storm impinging on a continental shelf*, Monthly Weather Review, 93 (6), 343-358, doi:10.1175/1520-0493(1993)093<0343:ANCOS>2.3.CO;2
- MASTENBROEK C., BURGERS G., JANSSEN P.A.E.M. (1993). *The dynamical coupling of a wave model and a storm surge model through the atmospheric boundary layer*. J. Phys. Oceanogr., 23, 1856–1866, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<1856:TDCOAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1856:TDCOAW>2.0.CO;2)
- PAYO-PAYO M., BERTIN X. (2020). *The seasonal cycle of mean sea level in the north east Atlantic Ocean*, Journal of Coastal Research 95(sp1), 1515-1519, <https://doi.org/10.2112/SI95-292.1>
- PEZERAT M. (2022). *Étude de la dynamique hydro-sédimentaire de la zone pré-littorale*. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre, Université de La Rochelle, (NNT : 2022LAROS010). (tel-03848011)
- POND S., PICKARD G. (1983), *Introductory dynamical oceanography*. Butterworth Heinemann.
- REICHL B.G., HARA T., GINIS I. (2014). *Sea state dependence of the wind stress over the ocean under hurricane winds*, J. Geophys. Res. Oceans, 119, 30–51, doi:10.1002/2013JC009289
- ROLAND A., ZHANG Y.J., WANG H.V., MENG Y., TENG Y.-C., MADERICH V., BROVCHENKO I., DUTOUR-SIKIRIC M., ZANKE U. (2012). *A fully coupled 3D wave-current interaction model on unstructured grids*, Journal of Geophysical Research: Oceans, 117 (C11), doi:10.1029/2012JC007952
- SAHA S., MOORTHY S., WU X., *et al.* (2014). *The NCEP climate forecast system Version 2*. J. Climate, 27, 2185–2208, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>
- ZHANG Y., YE F., STANEV E.V., GRASHORN S. (2016). *Seamless cross-scale modeling with SCHISM*, Ocean Modelling, 102, 64-81. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.05.002>

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière