



Dissipation des vagues et circulation moyenne associée au niveau de la barrière récifale sud de Mayotte

Lola ORMIERES ¹, Xavier BERTIN ¹, Aline AUBRY ^{2,3}, Matthieu JEANSON ^{2,3},
Héloïse MICHAUD ⁴, Marc PEZERAT ⁵

1. UMR 7266 LIENSs, CNRS/La Rochelle Université, La Rochelle, France.
Lola.ormieres@univ-lr.fr
2. ESPACE-DEV, Univ Montpellier, IRD, Univ Antilles, Univ Guyane, Univ Réunion, Montpellier, France.
3. Université de Mayotte, Dombéni, France.
4. Shom, Toulouse, France.
5. Shom, Brest, France.

Résumé :

Du fait de l'élévation du niveau de la mer et de leur attractivité croissante, les zones littorales sont de plus en plus exposées aux risques météo-marins. Cette situation est particulièrement préoccupante au niveau des îles tropicales qui subsident pour la plupart et vont être potentiellement exposées à des cyclones moins nombreux mais plus intenses. Il apparaît donc essentiel de mieux comprendre les processus physiques qui contrôlent les niveaux marins extrêmes et les aléas associés. Dans ce contexte, notre étude présente une campagne de mesures réalisée sur le récif barrière sud de Mayotte de fin août à début octobre 2023 où un réseau de capteurs de pression a été déployé le long d'un transect large-récif-lagon. Cette étude vise à étudier la dissipation des vagues et la circulation moyenne qui en résulte, notamment le développement du *wave setup*. L'analyse de ces données montre que le *wave setup* atteint un maximum après la crête récifale avant de diminuer progressivement et, dans certains cas, de s'annuler à l'intérieur du lagon. Ce mécanisme a déjà été décrit dans des environnements récifaux similaires et contraste avec les plages sableuses ou encore les récifs frangeants pour lesquels on observe généralement un *setup* maximal le long du rivage.

Mots-clés :

Wave setup, Transect large-récif-lagon, Dissipation des vagues, Récif barrière, Mayotte.

1. Introduction

Les îles tropicales, où la population et les activités sont souvent concentrées le long du littoral et caractérisées par la présence fréquente de récifs coralliens, sont particulièrement vulnérables aux changements climatiques (STORLAZZI *et al.*, 2018). Plusieurs facteurs contribuent à cette vulnérabilité, parmi lesquels on compte la subsidence naturelle, la montée du niveau de la mer, l'érosion des côtes et la dégradation des récifs. Les récifs

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

coralliens jouent un rôle crucial en tant que barrières naturelles, offrant une protection essentielle contre la houle océanique (BRANDER *et al.*, 2004, BEETHAM *et al.*, 2016). En raison de leur basse latitude, ces îles sont également exposées à des événements naturels extrêmes tels que les cyclones tropicaux, susceptibles de provoquer des catastrophes. L'ensemble de ces caractéristiques, justifient que dans ces environnements une attention particulière soit accordée à l'étude des processus hydrodynamiques. Par distinction avec les zones littorales tempérées, les récifs coralliens présentent des pentes abruptes entraînant des variations brusques de la bathymétrie et une rugosité significative. Ces facteurs font des îles tropicales des sites d'étude remarquables pour observer la transformation des vagues et la dissipation de leur énergie à la côte. De nombreuses études ont mis en avant la réduction drastique de l'énergie des vagues associée au déferlement du large à l'arrière-récif (LOWE *et al.*, 2009, MONISMITH *et al.*, 2013), avec toutefois des variations importantes selon la morphologie et la profondeur de l'eau à la crête récifale. Au cours de cette dissipation, une partie de la quantité de mouvement associée aux vagues est transférée à la circulation hydrodynamique moyenne, ce qui se traduit par le développement de courants et d'une surcote, le *wave setup* (BUCKLEY *et al.*, 2016, BRUCH *et al.*, 2022). Au niveau des plages, le *wave setup* est maximal le long du rivage et le gradient de pression barotrope associé à l'inclinaison du plan d'eau est équilibré avec les forces liées à la dissipation des vagues (LONGUET-HIGGINS & STEWART., 1964, BOWEN *et al.*, 1968). Alors qu'un tel équilibre est observé au niveau des récifs frangeants (BRUSH *et al.*, 2022), une dynamique différente se produit au niveau des récifs-barrière, où le courant intense induit par la dissipation des vagues et dirigé vers le lagon entraîne une diminution du *wave setup* au travers du platier récifal. Certaines études ont même montré que le setup pouvait diminuer de moitié au travers de la barrière récifale (RIJNSDORP *et al.*, 2021 ; SOUS *et al.*, 2020).

Cette étude repose sur une campagne de mesures inédite menée au niveau de la barrière récifale externe au sud-ouest de Mayotte en septembre 2023 et vise à étudier la dissipation des vagues et l'évolution du setup au travers du récif.

2. Méthodologie

2.1 Site d'étude et campagne

La campagne de mesure à Mayotte (Figure 1, panneau de gauche) a été réalisée dans le cadre du projet de recherche PPR Océan et Climat FUTURISKS en collaboration entre l'Université de Mayotte, le Laboratoire Littoral, Environnement et Sociétés (LIENSs) et le Shom. Cette campagne s'est déroulée entre août 2023 et janvier 2024, avec une densification des capteurs entre le 25 août et le 1er octobre 2023. Mayotte (374 km²) est un département français localisé au nord du Canal du Mozambique, dans l'océan Indien. Cette île, d'origine volcanique, est entourée par près de 270 km² de récifs complexes et variés.

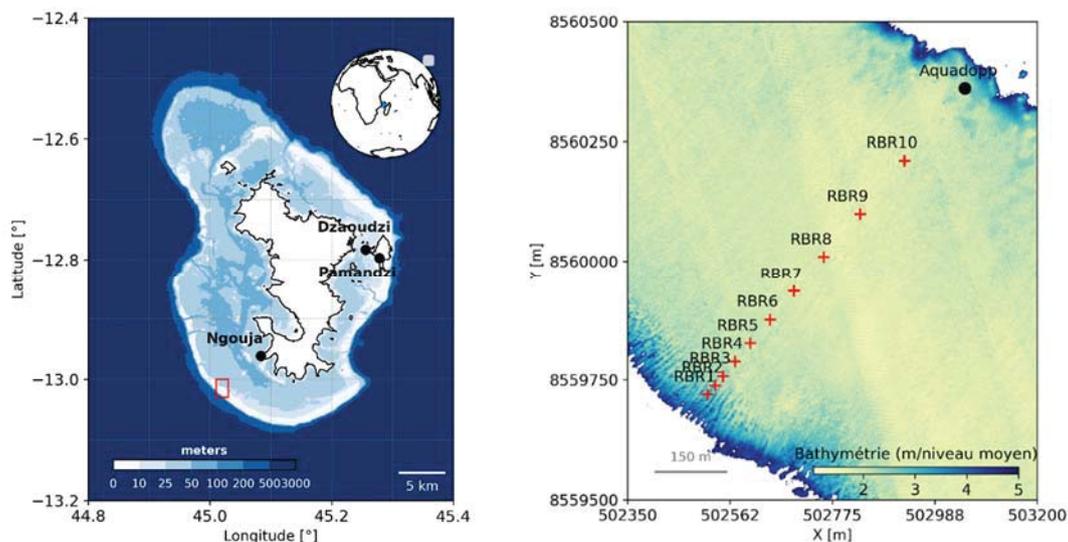


Figure 1. Gauche : MNT bathymétrique de la façade de Mayotte produit par le Shom dans le cadre du projet HOMONIM (2016). Droite : Transect instrumenté le long du platier récifal de la barrière Sud-Ouest, capteurs de pression RBR et courantomètre Aquadopp superposé au produit bathymétrique litto3D du Shom à 1m (Rectangle rouge – panneau de gauche).

La barrière récifale est plus ou moins large selon les zones et protège un lagon d'une largeur variant entre 1 et 16 km, avec une profondeur maximale de 80 mètres. Les marées sont de type semi-diurne et le marnage varie entre 1 m en période mortes-eaux et 3,50 m en vives-eaux (BRGM, 2008). Le climat de Mayotte est marqué par deux saisons distinctes. La première, pendant l'été austral, est chaude et pluvieuse, correspondant à la mousson avec des vents de nord-ouest. Cette période peut être accompagnée de systèmes dépressionnaires, voire occasionnellement de cyclones. La deuxième saison est plus sèche et se caractérise par des conditions anticycloniques, avec l'influence prédominante des alizés soufflant des secteurs-sud-est. Le régime des houles est plutôt modéré à Mayotte en raison de sa position abritée dans le canal de Mozambique. Pendant l'hiver austral, la houle générée dans le sud de l'océan Indien peut remonter le canal du Mozambique et parvenir au récif barrière avec un degré d'atténuation mal connu en raison de la rareté des observations au sud de l'île.

Au cours de la campagne, plusieurs instruments ont été déployés. Parmi eux, dix capteurs de pression RBR et un courantomètre Aquadopp ont été positionnés le long d'un profil perpendiculaire au platier récifal de la barrière externe (voir Figure 1, panneau de droite). Dans cette zone, la barrière se caractérise par une pente externe de 1:20, une largeur d'un peu moins d'un kilomètre et une bathymétrie inférieure à 2 m par rapport au niveau moyen. Le lagon, séparant la côte de la barrière, s'étend sur environ 5 km et atteint une profondeur maximale de 65 m.

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

2.2 Analyse des données

Les mesures de pression au fond ont été effectuées de manière continue avec une fréquence de 2 Hz et corrigées de la pression atmosphérique réduite au niveau moyen mesurée à Pamandzi (Figure 1). Converties en hauteur d'eau selon l'hypothèse hydrostatique, les signaux ont ensuite été échantillonnés en bursts de 30 minutes. Pour chaque échantillon, la densité spectrale de puissance du signal de pression $Ep(f)$ est calculée par transformée de Fourier en moyennant 10 segments se chevauchant de 50% avec un fenêtrage de Hann. Finalement, une correction de l'atténuation de la pression avec la profondeur due aux vitesses orbitales des vagues a été appliquée pour estimer le spectre d'énergie des vagues $E(f)$. Cette correction s'appuie sur une fonction de transfert Kp qui est issue de la théorie linéaire des vagues (AIRY, 1841) :

$$Kp = \frac{\cosh(kZ_{pt})}{\cosh(kh_0)} \quad (1)$$

avec $k = 2\pi/\lambda$ qui est le nombre d'onde relié à la pulsation $\omega = 2\pi f$ par la relation de dispersion linéaire. Enfin, Z_{pt} correspond à la hauteur du capteur RBR au-dessus du fond et h_0 à la hauteur d'eau moyenne sur chaque burst.

Les spectres ont été séparés entre la bande gravitaire $\left\{\frac{1}{2}fp \leq f < 0,4\right\}$ et infra-gravitaire (IG) $\left\{0,025 \leq f < \frac{1}{2}fp\right\}$. Pour l'ensemble des capteurs, la fréquence de pic considérée est celle du capteur le plus au large (RBR1), pour éviter les situations où le maximum d'énergie se trouverait dans la bande IG comme cela peut se produire en eau très peu profonde.

Les paramètres moyens de vagues ont été calculés à partir des moments spectraux :

$$m_p = \int_{f_{min}}^{f_{max}} f^p E(f) df \quad (2)$$

avec la hauteur significative (Hm_0) et la période moyenne (Tm_02) comme il suit :

$$Hm_0 = 4 \sqrt{m_0} ; Tm_02 = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad (3)$$

Les bornes d'intégration correspondent aux bornes du spectre respectives aux domaines infra-gravitaire et gravitaire avec une fréquence de coupure haute à 0.4 Hz représentant la limite au-delà de laquelle le bruit du capteur domine le signal à marée haute.

3. Résultats

3.1 Conditions de vagues incidentes

Les capteurs ont enregistré un événement avec des vagues énergétiques les 18 et 19 septembre 2023, avec une hauteur significative atteignant 2,9 mètres et une période de pic atteignant 25 secondes (voir Figure 2).

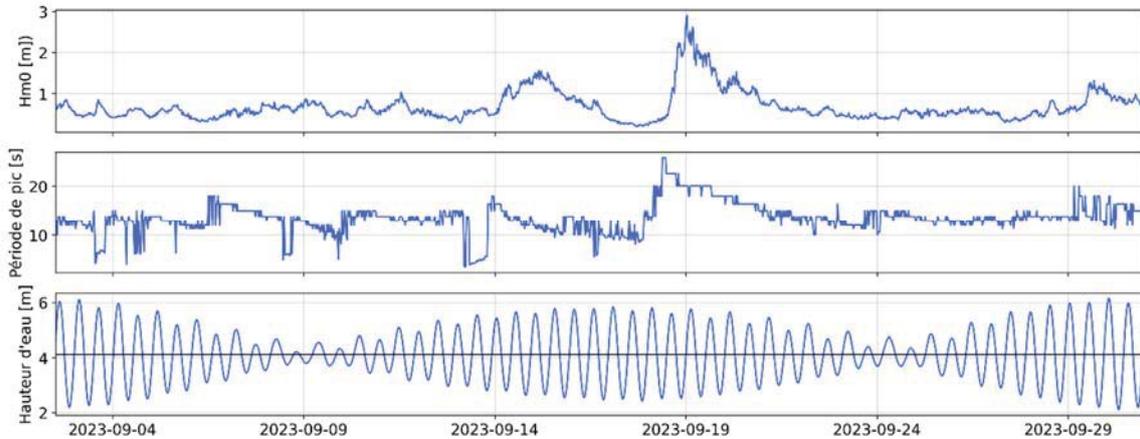


Figure 2. Paramètres des vagues et hauteur d'eau mesurées par le capteur de pression RBR1 au niveau de la crête récifal.

3.2 Transformation des vagues sur la barrière récifale et *wave setup*

Le *wave setup* η_s a été calculé de manière relative, c'est à dire en considérant la variation du niveau d'eau à chacun des capteurs de pression par rapport au capteur qui se trouve être le plus au large (RBR 1), situé à la limite externe de la zone de déferlement à une profondeur $z = 3,2$ m (Litto3d). Pour ce faire, les hauteurs d'eau des différents capteurs ont été nivelées par rapport à celles mesurées par le capteur RBR1 lors de conditions de houle calme et à marée haute (burst du 2 septembre 2023 à 14h45, $H_{m0} = 0,73$ m et $h_0 = 6,04$ m) en faisant l'hypothèse que le plan d'eau était horizontal (RAUBEINHEIMER *et al.*, 2001 ; LOWE *et al.*, 2009b ; RIJNSDORP *et al.*, 2021). La résultante des différences de hauteur d'eau nous fournit ainsi le *wave setup* associé à chacun des bursts.

$$\eta_s = h_{0_{PT1}} - (h_{0_{PTX}} + \Delta h) \quad (4)$$

où h_0 est la hauteur d'eau et Δh est la différence de hauteur d'eau respective à chacun des capteurs par rapport à RBR1 mesurée à marée haute par conditions de houles calmes. La Figure 3 illustre le *wave setup* maximal observé (burst du 18 septembre 2023 20h15) associé à une hauteur de vague de 2,21 m ($T_p = 20$ s) mesurée au capteur RBR1. Le *wave setup* atteint 0,28 m au niveau du RBR5, situé environ 150 m après la crête récifale, puis diminue pour atteindre 0,05 m au niveau de l'Aquadopp. Pour comparer avec la théorie de LONGUET-HIGGINS & STEWART (1964), le *wave setup* calculé à partir de l'équilibre entre le gradient de pression barotrope et le gradient de tension de radiation des vagues (S_{xx}), est représenté en rouge. Cet équilibre peut être exprimé de la manière suivante :

$$g \frac{\partial \eta}{\partial x} = - \frac{1}{\rho(h+\eta)} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} \right) \quad (5)$$

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

où le terme à gauche représente le gradient de pression barotrope, avec g l'accélération gravitationnelle, tandis que celui à droite représente la force liée à la dissipation des vagues, où ρ est la densité de l'eau de mer et h la hauteur d'eau.

Tandis que le *wave setup* relatif atteint un pic de 0,28 m à l'avant de la barrière, puis diminue voire s'annule au niveau du lagon, celui calculé selon la théorie de LONGUET-HIGGINS & STEWART (1964) culmine à 0,31 m, puis augmente légèrement vers le lagon. L'inadéquation de la théorie de LONGUET-HIGGINS & STEWART (1964) pour représenter le *setup* sur le platier récifal et dans le lagon suggère que le niveau d'eau est influencé par des facteurs autres que la seule force des vagues, ce qui nécessite la prise en compte d'autres processus.

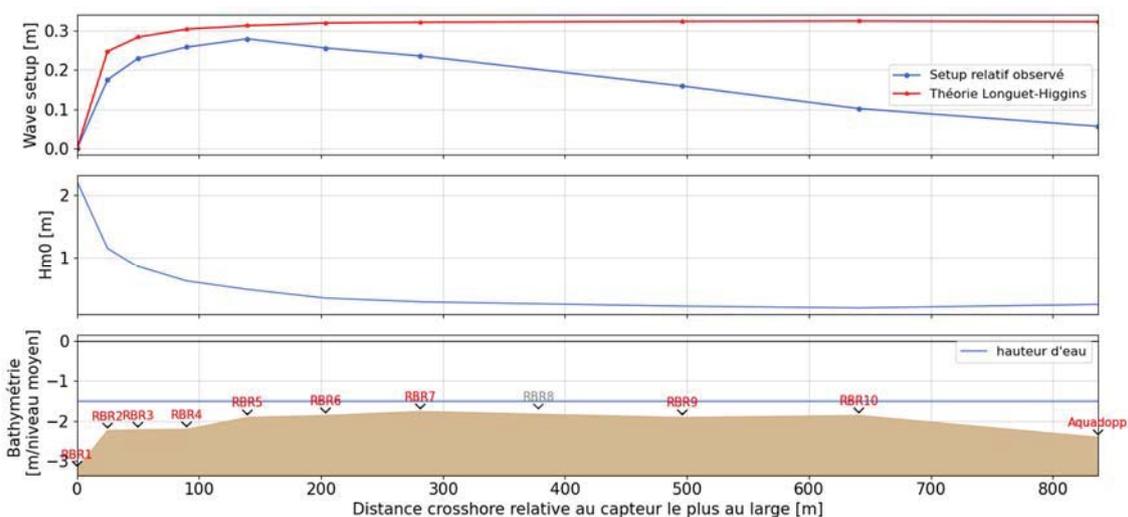


Figure 3. Wave setup et hauteur de vagues mesurées - burst du 18 Septembre 20h15 - le long du transect instrumental au niveau de la barrière récifale externe au sud de l'île de Mayotte (panneau haut et milieu). Bathymétrie des différents instruments et hauteur d'eau (panneau du bas).

4. Discussion et perspectives

Grâce à la campagne menée à Mayotte, qui a bénéficié d'un dispositif instrumental important installé au niveau de la barrière récifale externe Sud-Ouest, nous avons pu enregistrer un événement de vagues d'une énergie exceptionnelle, jusqu'alors peu discuté dans la littérature au niveau de Mayotte, avec des vagues atteignant près de 3 mètres de hauteur, et calculer le *wave setup* qui en résulte. Quantifié de manière relative par rapport au capteur qui se trouve au début du tombant externe du récif, le *wave setup* culmine à près de 30 cm une centaine de mètres après la crête récifale au niveau du platier récifal, puis diminue linéairement jusqu'à s'annuler dans le lagon. Le *setup* calculé selon la théorie de LONGUET-HIGGINS & STEWART (1964) présente une surestimation de l'ordre de 520% à l'extrémité intérieur du récif, avec des valeurs de 0,31 m contre 0,05 m pour le *setup* relatif. Cette théorie, qui fonctionne pour les plages sableuses ou les récifs

frangeants, reposant sur l'hypothèse d'un équilibre entre les forces liées à la dissipation des vagues et le gradient de pression barotrope associé au *setup*, ne semble en revanche pas applicable dans le cas des récifs barrières. SOUS *et al.* (2020) ont observé une transition depuis l'avant barrière jusqu'au platier récifal avec une contribution croissante de la dissipation par friction sur le fond dans le bilan de quantité de mouvement. Figure 3, on remarque effectivement que le *setup* relatif et celui prédit par la théorie de LONGUET-HIGGINS & STEWART (1964) sont assez proches dans la partie avant-barrière, mais que la différence se creuse dans la partie arrière de la barrière. À travers une comparaison entre modèles et observations, RIJNSDORP *et al.* (2021) ont pu quantifier l'impact du frottement sur le fond rugueux du récif et estimer que l'exclusion de ce terme pourrait entraîner une surestimation du *setup* allant jusqu'à 200-370 % dans de tels environnements récifaux

Afin de quantifier la contribution de ces différents mécanismes, nous sommes en train de compléter l'analyse des données par des simulations couplées vagues-circulation moyenne en 3D à l'aide du système de modélisation numérique SCHISM (Semi-implicit Cross-scale Hydroscience Integrated System Model ; ZHANG *et al.*, 2016). SCHISM réalise le couplage complet entre une modèle de circulation hydrodynamique 3D et le modèle spectral de vagues Wind Wave Model III (WWMIII, ROLAND *et al.*, 2012), tel que décrit dans MARTINS *et al.* (2022). Les premiers résultats suggèrent que le modèle reproduit de façon réaliste la diminution du *setup* au travers de la barrière récifale et l'analyse des résultats numériques va nous permettre de quantifier la contribution des forces liées à la dissipation des vagues et de la circulation moyenne qui en résulte, notamment la friction au fond. En outre, nos travaux permettront de quantifier l'importance de la forte rugosité liée aux récifs coralliens sur la diminution du *setup*, ce qui s'avère fondamental dans un contexte de dégradation des coraux au niveau global (LA HAUSSE DE LALOUVIERE *et al.*, 2020). Nos travaux permettront également de réaliser différents tests de sensibilité et sur les paramétrisations et la résolution spatiale nécessaires pour bien prendre en compte l'effet des vagues lors des submersions marines, ce qui est crucial pour les services opérationnels de prévision des surcotes marines.

5. Références bibliographiques

- BEETHAM E., KENCH P.S., O'CALLAGHAN J., POPINET S. (2016). Wave transformation and shoreline water level on Funafuti atoll, Tuvalu. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(1), 311–326. <https://doi.org/10.1002/2015jc011246>
- BOWEN A.J., INMAN D.L., SIMMONS V.P. (1968). Wave 'set-down' and set-up. *J. Geophys. Res.* (1896-1977) 73 (8), 2569–2577. <http://dx.doi.org/10.1029/JB073i008p02569>
- BRANDER R.W., KENCH P.S., HART D. (2004). *Spatial and temporal variations in wave characteristics across a reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia.* *Marine Geology*, 207(1–4), 169–184. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.03.014>

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

- BRUCH W., CORDIER E., FLOC'H F., PEARSON S.G. (2022). *Water level modulation of wave transformation, setup and runup over a saline fringing reef*. AGU JGR Oceans. <https://doi.org/10.1029/2022JC018570>
- BUCKLEY M.L., LOWE R.J., HANSEN J.E., DONGEREN A.R.V. (2016). *Wave setup over a fringing reef with large bottom roughness*. J. Phys. Oceanogr. 46 (8), 2317–2333. <http://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-15-0148.1>
- LA HAUSSE DE LALOUVIERE C., GRACIA V., SIERRA J.P., LIN-YE J., GARCIA-LEON M. (2020). *Impact of climate change on nearshore waves at a beach protected by a barrier reef*. Water 12, 1681. <https://doi.org/10.3390/w12061681>
- LONGUET-HIGGINS M.S., STEWART R.W. (1964). *Radiation stresses in water waves; A physical discussion, with applications*. Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr. 11 (4), 529–562. [http://dx.doi.org/10.1016/0011-7471\(64\)90001-4](http://dx.doi.org/10.1016/0011-7471(64)90001-4)
- LOWE R.J., FALTER J.L., MONISMITH S.G., ATKINSON M.J. (2009). *Wave-driven circulation of a coastal reef–lagoon system*. J. Phys. Oceanogr., 39, 873–893. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3958.1>
- MONISMITH S.G., HERDMAN L.M.M., AHMERKAMP S., HENCH J.L. (2013). *Wave transformation and wave-driven flow across a steep coral reef*. J. Phys. Oceanogr., 43, 1356–1379, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0164.1>; <https://doi.org/10.1175/2008JPO3958.1>
- RAUBENHEIMER B., GUZA R.T., ELGAR S. (2001). *Field observations of wave-driven setdown and setup*. Journal of Geophysical Research, Vol. 106, No. C3, p 4629 – 4638. <http://dx.doi.org/10.1029/2000jc000572>
- ROLAND A., ZHANG J.Y., WANG 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*. J. Geophys. Res., 117, C00J33, <http://dx.doi.org/10.1029/2012JC007952>
- RIJNSDORP D.P., BUCKLEY M.L., DA SILVA R., CUTTLER M.V.W., HANSEN J.E., LOWE R.J., GREEN R.H., STORLAZZI C.D. (2021). *A numerical study of wave-driven mean flows and setup dynamics at a coral reef-lagoon system*. AGU JGR Oceans. <https://doi.org/10.1029/2020JC016811>
- SOUS D., DODET G., BOUCHETTE F., TISSIER M. (2020). *Momentum balance across a barrier reef*. Journal Of Geophysical Research-oceans, 125(2), e2019JC015503 (24p.).
- STORLAZZI C.D., GINGERICH S.B., VAN DONGEREN A.P, CHERITON O.M., SWARZENSKI P.W., QUATAERT E., VOSS C.I., FIELD D.W., ANNAMALAI H., PINIAK G. A., MCCALL R. (2018). *Most atolls will be uninhabitable by the mid-21st century because of sea-level rise exacerbating wave-driven flooding*. Sci.Adv. <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/sciadv.aap9741>
- ZHANG J.Y., FEI Y.E., STANEV E.V., GRASHORN S. (2016). *Seamless cross-scale modeling with SCHISM*. Ocean Modelling, Vol. 102, p 64-81. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.05.002>