



Observation et modélisation de la dynamique pluriannuelle des cordons dunaires en Gironde

Olivier BURVINGT¹, Vincent MARIEU¹, Bruno CASTELLE¹,
Alexandre NICOLAE LERMA²

1. Université de Bordeaux, CNRS, Bordeaux INP, EPOC, UMR 5805, 33600 Pessac, France.

olivier.burvingt@u-bordeaux.fr

2. BRGM, Direction Régionale Nouvelle-Aquitaine, Parc Technologique Europarc, 24 avenue Leonard de Vinci, Pessac 33600, France.

Résumé :

Considérées comme des réservoirs de biodiversité, les dunes côtières représentent également des barrières naturelles contre la submersion marine et de larges sources de sable modérant l'érosion du trait de côte. Leur évolution dépend de nombreuses interactions complexes entre des processus marins, éoliens et biologiques. L'analyse de données d'observation collectées le long de cordons dunaires à une échelle pluriannuelle, et leur utilisation pour calibrer et valider des modèles numériques, permettent de mieux comprendre ces interactions. Cette étude a montré que le modèle AeoliS était capable de reproduire, de manière satisfaisante, la migration pluriannuelle de deux cordons dunaires peu végétalisés sur de la côte girondine. En revanche, la végétation joue un rôle prépondérant dans l'évolution de cordons dunaires et sera intégrée dans le cadre du modèle lors de futurs travaux.

Mots-clés :

Cordons dunaires, Transport sédimentaire, Transport éolien, Modélisation hydro-sédimentaire.

1. Introduction

L'évolution des dunes côtières est contrôlée par des processus marins, éoliens et biologiques. La distance sur laquelle souffle le vent sans rencontrer d'obstacle (*fetch*), va influencer l'amplitude du transport sédimentaire éolien et ainsi faire varier l'apport sédimentaire des plages aux dunes (BAUER & DAVIDSON-ARNOTT, 2003). Cette distance varie en fonction par exemple du type de plage (SHORT & HESP, 1982), de la présence ou non d'espèces végétales plus ou moins denses (HESP *et al.*, 2019), et du sable potentiellement difficilement mobilisable due à des effets de surface telle que la rugosité des grains et/ou leur taux d'humidité (HESP & WALKER, 2013). Des modèles numériques ont récemment été développés (HOONHOUT & DE VRIES, 2016) afin

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

d'intégrer les processus cités précédemment et tenter de reproduire l'évolution des dunes côtières à l'échelle événementielle et pluriannuelle. L'existence de nombreux relevés topographiques le long des cordons dunaires de la côte girondine et la diversité de ceux-ci (BOSSARD & NICOLAE LERMA, 2020), font de ce littoral un lieu propice pour étudier l'évolution des cordons dunaires. S'appuyant sur ces données collectées depuis plusieurs années, cette étude vise à mieux comprendre la dynamique pluriannuelle des cordons dunaires en Gironde, à la fois par l'analyse de données topographiques et par l'application d'un modèle numérique de transport sédimentaire éolien après calibration.

2. Méthodes

2.1 Sites d'étude

Les cordons dunaires de trois sites d'étude situés le long de la côte girondine de Nouvelle-Aquitaine ont été sélectionnés pour cette étude (Figure 1), bordant les plages de Carcans, Lacanau, et du Grand Crohot. La morphologie des dunes en Nouvelle Aquitaine est héritée des derniers grands travaux d'aménagement conduits dans les années 70 et 80, consistant à modeler et végétaliser les cordons dunaires afin d'en limiter la mobilité et d'en assurer l'uniformité (PASKOFF, 2001). Malgré uniformité initialement imposée il y a plus de 40 ans, des différences de morphologie peuvent être observées le long des cordons dunaires du nord au sud de la côte Aquitaine (BOSSARD & NICOLAE LERMA, 2020) dues aux variations saisonnières et pluriannuelles des processus marins, éoliens et biologiques depuis ces travaux d'aménagement. Les trois cordons dunaires sélectionnés pour cette étude témoignent de ces différences de morphologie (Figure 2) où les pentes, les hauteurs, les largeurs et la topographie des dunes (ex : présence d'avant dune) varient spatialement et temporellement. Le littoral girondin est un environnement meso-macrotidal avec un marnage annuel moyen de 3.7 m, et est exposé à un régime de vague énergétique avec en moyenne des hauteurs de vague significatives de 1.7 m (BUTEL *et al.*, 2002). Les vents dominants viennent principalement de l'ouest en hiver et du nord-ouest d'avril à septembre (BOSSARD & NICOLAE LERMA, 2020). La vitesse moyenne des vents est principalement comprise entre 5 et 10 m/s mais peuvent largement dépasser 20 m/s lors des événements de tempête. Ces trois dunes sont toutes bordées de forêt de pins maritimes et recouvertes d'oyat dont la couverture et la densité varient (Figure 1).

2.2 Données d'observation

Les données LiDAR aéroportées offrent l'opportunité d'étudier les changements morphologiques des littoraux à l'échelle plurikilométrique avec une précision verticale comprises entre 10 et 15 cm (NICOLAE LERMA *et al.*, 2019). Ces données ont été acquises le long de la côte de la Nouvelle-Aquitaine en 2011, 2014 depuis 2016. Des

profils en ont été extraits pour observer l'évolution pluriannuelle *cross-shore* des trois cordons dunaires, et pour calibrer/valider les performances du modèle de transport éolien AeoliS.

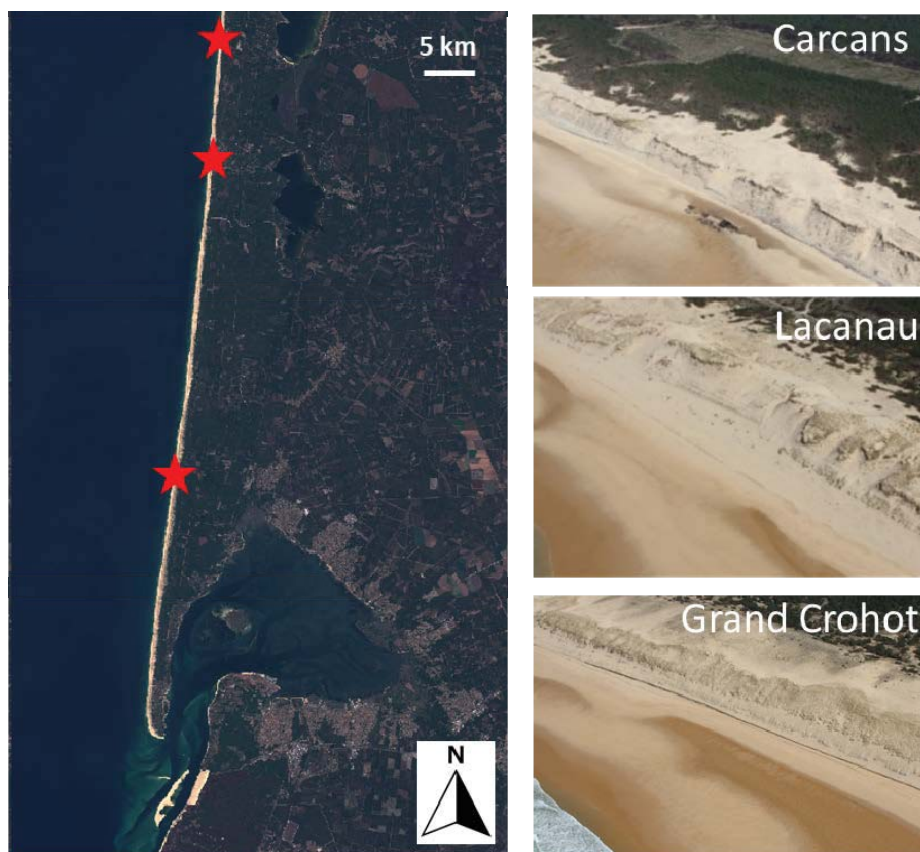


Figure 1. Localisation et photos aériennes datant de 2020 des trois sites d'étude le long de la côte girondine : Carcans, Lacanau et Grand Crohot.

Des données météo-marines ont également été rassemblées et utilisées comme données de forçage pour les simulations de modélisation numérique, à savoir des séries temporelles de vitesse et direction de vents moyens mesurées au sémaphore du Cap Ferret et fournies par Météo-France; des données de vagues (hauteur significative, période, et direction) extraites du modèle régional NORGAS-UG (MICHAUD, 2016) à un point colocalisé avec la bouée houlographe CANDHIS située à 50 m au large de la côte girondine; des données de marées également issues du modèle régional MARS (LAZURE & DUMAS, 2008) validées sur la côte girondine (PINEAU-GUILLOU, 2013).

2.3 Modèle AeoliS

Le modèle *open source* AeoliS (HOONHOUT & DE VRIES, 2016), permet de modéliser le transport sédimentaire éolien dont les variations contrôlent l'évolution

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

morphologique des cordons dunaires. En comparaison avec d'autres modèles de transport éolien, ce modèle prend en considération la variabilité spatio-temporelle de la disponibilité en sédiment transportable dues à différents facteurs (taux d'humidité et tri du sable, effets de pente, rugosité des éléments, etc.), ainsi que la longueur de plage susceptible de fournir du sédiment, en fonction des vagues et de la marée

Le transport des sédiments est déterminé par la variation spatiale et temporelle de la masse de sédiment instantanée par unité d'aire transportable. L'amplitude de l'érosion ou de la déposition est contrôlée à la fois par l'équilibre entre la concentration de saturation de transport de sédiment c_{sat} (kg/m²) calculée suivant la formule empirique de BAGNOLD (1937) :

$$c_{sat} = \max \left(0 ; \alpha C \frac{\rho_a}{g} \sqrt{\frac{d_n}{D_n}} \frac{(u_z - u_{th})^3}{u_z} \right) \quad (1)$$

où α est une constante pour convertir la vitesse de vent mesurée en vitesse de cisaillement, C est une constante empirique, ρ_a (kg/m³) est la densité de l'air, g (m/s²) est la constante gravitationnelle, d_n (m) est la taille nominale des grains de sable, D_n (m) est la taille des grains de sable de référence, u_z (m/s) est la vitesse du vent à l'élévation z (m) et u_{th} (m/s) est la valeur seuil de vitesse du vent.

Le modèle intègre également les interactions avec la couverture végétale des dunes et un module de croissance de la végétation. Toutefois ces paramètres ne sont pas utilisés ici pour la première mise en place du modèle.

3. Résultats

3.1 Observations de l'évolution pluriannuelle des cordons dunaires

Des profils transversaux ont été sélectionnés à partir des données LiDAR aéroportées collectées entre 2011 et 2023 le long de la côte girondine. Cette période d'étude entre 2011 et 2023 a notamment été marquée par des tempêtes extrêmes conduisant à une forte érosion des plages et dunes le long du littoral aquitain (BURVINGT & CASTELLE, 2023).

En s'appuyant sur l'isocontour $Z = 10$ m sur la face avant et face arrière de la dune, les profils de Carcans montrent un recul des faces avant et arrière de la dune vers les terres de 28 et 19 m, respectivement, entre 2011 et 2023 (Figure 2a). Plus de la moitié du recul de la face avant de la dune (17 m) est attribué à la période 2011-2014. La crête de dune considérée ici comme le point culminant de la dune, a gardé une valeur relativement constante (de 17.80 à 18 m) mais a reculé de 40 m entre 2011 et 2023. Les mêmes isocontours traduisent de plus forts changements morphologiques à Lacanau (Figure 2b), avec un recul des faces avant et arrière de la dune vers les terres de 34 et 35 m entre 2011 et 2023. Le plus fort recul de la face avant étant attribué à la période entre 2011 et

2014 (30 m), où la hauteur de crête a également fortement diminué (de 25 à 20 m), avant de se stabiliser les années suivantes malgré un recul de 19 m entre 2014 et 2023. En revanche, très peu de changements ont été observés sur la même période à la dune du Grand Crohot mis à part au niveau du pied de dune (Figure 2c), où des avancées et reculs de l'ordre du mètre sont visibles sur les faces avant et arrière de la dune. Une augmentation de la hauteur de crête d'avant dune (+2 m) a cependant été observée entre 2011 et 2023.

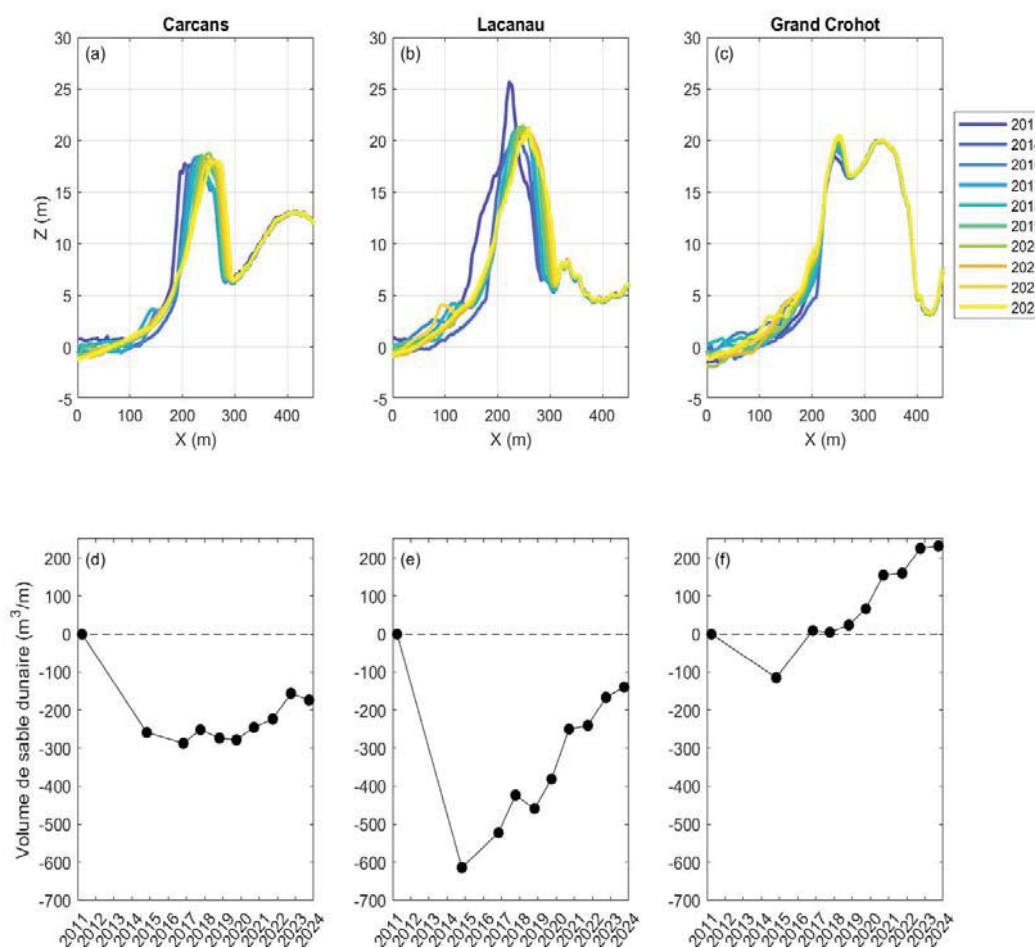


Figure 2. Profils transversaux des cordons dunaires des trois sites d'étude (a, b et c) et séries temporelles des volumes de sable dunaires ($Z > 5$ m) correspondants (d, e et f) de 2011 à 2023.

La différence de dynamique entre les trois sites d'étude s'observe également en termes de volume sédimentaire. En ne considérant que les volumes de sable de la dune ($Z > 5$ m), la dune de Carcans a perdu $258 m^3/m$ entre 2011 et 2014, et en a récupéré seulement $85 m^3/m$ les neuf années suivantes (Figure 2d). Une plus forte érosion a été observée à

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

Lacanau entre 2011 et 2014 ($614 \text{ m}^3/\text{m}$), mais a été presque contrebalancée par l'accrétion de $475 \text{ m}^3/\text{m}$ entre 2014 et 2023 (Figure 2e). La dune du Grand Crohot a quant à elle perdu une quantité moindre de sable $-114 \text{ m}^3/\text{m}$ entre 2011 et 2014 (Figure 2f), qui a rapidement été récupérée les deux années suivantes, suivi d'une forte accumulation de sédiment ($+345 \text{ m}^3/\text{m}$).

3.2 Modélisation de l'évolution pluriannuelle des cordons dunaires

Le modèle AeoliS présenté précédemment a été utilisé afin de reproduire les évolutions pluriannuelles observées le long des trois cordons dunaires dans la section précédente. Les mêmes profils ont été utilisés pour calibrer et valider le modèle. Les observations ont montré une forte érosion des dunes de Carcans et Lacanau durant la période 2011-2014 qui est attribuée aux incursions marines des tempêtes de l'hiver 2013-14. Bien que le modèle AeoliS intègre des paramètres hydrodynamiques tels que la variation des hauteurs de niveaux d'eau, il n'intègre pas les modules nécessaires afin de modéliser les processus morphologiques, à savoir l'érosion des plages et dunes due à l'action des vagues. Lors d'évènement de fortes tempêtes, ce modèle doit être couplé avec d'autres modèles comme par exemple le modèle XBeach (COHN *et al.*, 2019). Il a donc été utilisé ici seulement sur la période 2014-2020 où les changements morphologiques dunaires observés sont très majoritairement attribués au transport sédimentaire éolien. Le profil de 2014 sert donc de profil initial pour les simulations numériques, et les profils de 2016, 2018 et 2020 servent à évaluer les capacités du modèle à reproduire les changements morphologiques dunaires après deux, quatre et six ans. La performance du modèle est évaluée ici en fonction des mêmes indicateurs utilisés dans la section précédente pour décrire les changements morphologiques, à savoir les déplacements horizontaux de l'isocontour $Z = 10 \text{ m}$ sur les faces avant et arrière de la dune, et les déplacements horizontaux et verticaux de la crête dunaire.

S'appuyant sur des tests de sensibilité des paramètres principaux du modèle, et sur les travaux de COHN *et al.*, (2019), la calibration du modèle a consisté à changer la valeur d'un seul paramètre, la constante empirique C de l'équation de BAGNOLD (Equation 1). La valeur de C par défaut dans le modèle, 1.5, conduit à une surestimation du transport sédimentaire et de la migration dunaire. Les valeurs aboutissant à une meilleure performance du modèle sur la globalité de la période et sur nos sites d'étude sont de 0.2 à Carcans et au Grand Crohot, et de 0.4 pour Lacanau, et sont similaires à la valeur de 0.37 utilisée par COHN *et al.*, (2019).

Les résultats montrent que le modèle est capable de reproduire spatialement la migration dunaire à Carcans sur une échelle temporelle de deux à six ans (Figure 3). De plus larges différences ont été constatées entre les observations et les résultats de modèle à Lacanau, avec des reculs pouvant être multipliés par deux sur une échelle de temps de six ans. Les déplacements horizontaux des faces avant/arrière et des crêtes de dune

différent de 3 m en moyenne et ne dépassent pas la dizaine de mètres entre les observations et les résultats de modélisation sur l'ensemble des simulations (Tableau 1).

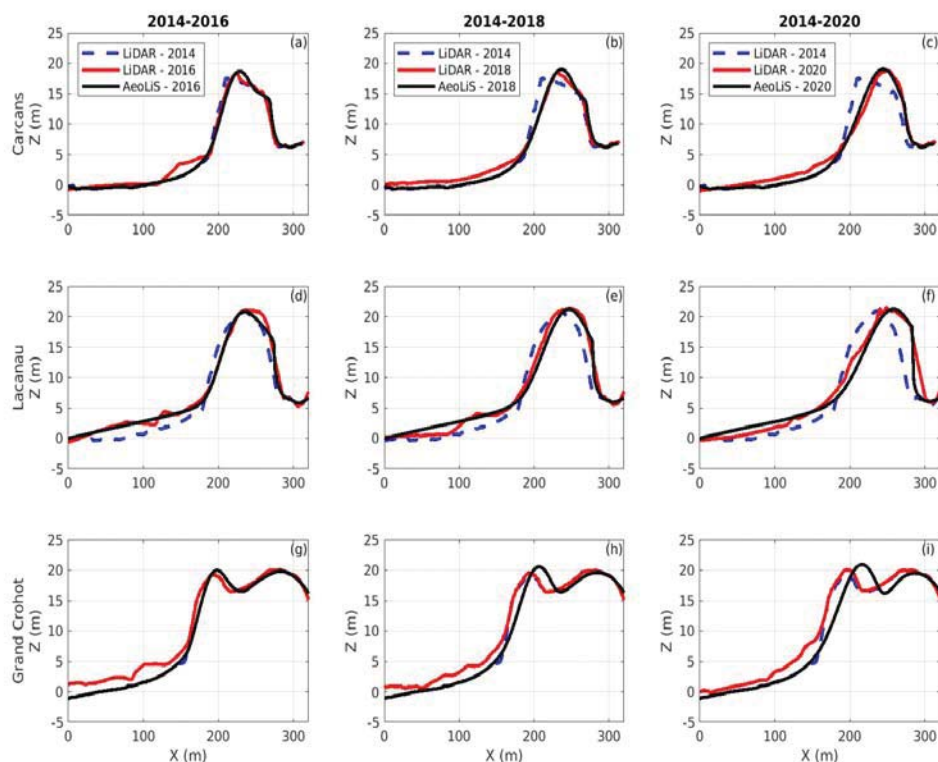


Figure 3. Comparaison des résultats du modèle AeoliS et des observations LiDAR aux trois sites d'étude sur des périodes de 2, 4 et 6 ans.

Tableau 1. Reculs observés et modélisés des faces avant/arrière et de la crête des dunes de Carcans et Lacanau.

		<i>Reculs de la face avant dune (m)</i>		<i>Reculs de la face arrière dune (m)</i>		<i>Reculs de la crête de dune (m)</i>	
		<i>LiDAR</i>	<i>AeoliS</i>	<i>LiDAR</i>	<i>AeoliS</i>	<i>LiDAR</i>	<i>AeoliS</i>
<i>Carcans</i>	<i>2014-2016</i>	<i>4</i>	<i>3</i>	<i>1</i>	<i>1</i>	<i>9</i>	<i>12</i>
	<i>2014-2018</i>	<i>7</i>	<i>7</i>	<i>4</i>	<i>3</i>	<i>16</i>	<i>20</i>
	<i>2014-2020</i>	<i>10</i>	<i>13</i>	<i>6</i>	<i>5</i>	<i>34</i>	<i>28</i>
<i>Lacanau</i>	<i>2014-2016</i>	<i>7</i>	<i>7</i>	<i>6</i>	<i>3</i>	<i>1</i>	<i>-1</i>
	<i>2014-2018</i>	<i>6</i>	<i>10</i>	<i>10</i>	<i>7</i>	<i>10</i>	<i>11</i>
	<i>2014-2020</i>	<i>6</i>	<i>14</i>	<i>16</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>21</i>

Les hauteurs de crête sont surestimées par le modèle de 15 à 60 cm à Carcans (Figure 3a-c), et sous-estimées de 14 à 20 cm à Lacanau (Figure 3d-f). En revanche, au Grand

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

Crohot, les résultats montrent que le modèle prédit une migration de l'avant dune vers les terres alors que la dune est restée stable d'après les observations, et qu'il y a seulement de l'accrétion au niveau de la crête de l'avant dune (Figure 3h-j).

4. Discussion et conclusions

L'analyse de données d'observation sur la période 2011-2023 le long de trois cordons dunaires situés sur la côte girondine a montré trois évolutions morphologiques différentes. La première, observée à Carcans, consiste à une forte perte de sédiment en réponse aux tempêtes suivie d'une migration de la dune vers les terres à volume quasiment constant sur une échelle d'une dizaine d'années. Le second type d'évolution, observé à Lacanau, correspond également à une forte perte de sédiment en réponse aux tempêtes suivie d'une migration de la dune vers les terres, mais cette migration est associée à une augmentation du volume sédimentaire dunaire. Le troisième type d'évolution, observé au Grand Crohot, est quant à lui caractérisé par une faible perte de sédiment suivie d'une accumulation de sable sur l'avant dune, avec une absence de migration vers les terres mais plutôt une stabilisation du profil dunaire.

Le modèle de transport éolien, AeoliS, a été utilisé pour tenter de reproduire ces trois types d'évolution, et les résultats ont montré que celui-ci était capable de reproduire avec les bons ordres de grandeur les deux premiers types d'évolution, à savoir les migrations dunaires observées à Carcans et Lacanau. Malgré le fait que ce soit la seule valeur de paramètre du modèle qui ait été modifiée, la valeur de la constante empirique de la formule de BAGNOLD (C) a été adaptée entre les sites de Carcans et Lacanau lors de la calibration du modèle, afin que les résultats du modèle se rapprochent le plus possible des observations. Cette constante, également modifiée dans une autre étude où le modèle AeoliS est implémenté (COHN *et al.*, 2019), traduit probablement des différences d'apport sédimentaire, considéré comme constant dans le modèle, alors qu'il diffère entre les sites d'étude. Cet apport de sédiment dépend des échanges sédimentaires entre la plage et la dune, montrant la nécessité de coupler le modèle AeoliS à un modèle reproduisant la dynamique de plage sur des échelles de temps pluriannuelles. De plus, les fortes différences entre les observations et les résultats du modèle observées au Grand Crohot, montre qu'il est également important d'intégrer les caractéristiques de végétation dunaire (couverture spatiale, densité, dynamique, etc.) propre à chaque site d'étude. En effet, la présence d'une végétation plus dense au Grand Crohot, comparé à Carcans et Lacanau, est suspectée d'être le facteur principal pour expliquer l'absence observée de migration dunaire et la stabilisation de la dune.

Les premières tentatives de modélisation de l'évolution pluriannuelle des cordons dunaires sur la côte girondine ont montré que le modèle AeoliS était un outil prometteur en ce sens, à condition d'y intégrer une bonne représentation des échanges sédimentaires plage-dune et de la dynamique de végétation. L'amélioration de la performance de cet outil représenterait un atout à la mise en place de nouvelles

stratégies de gestion et d'aménagement des cordons dunaires, et de tester l'impact de changement des conditions météo-marines en fonction de différents scénarios de changement climatique.

5. Remerciements

Ces travaux de recherche ont été financés par la Commission Européenne par le biais des projets ERoDES (H2020-MSCA-IF-891807) et DuneFront (HORIZON-CL6-2023-BIODIV-01). Les auteurs tiennent à remercier également l'Observatoire de la Côte de Nouvelle-Aquitaine concernant les données LiDAR aéroportées sur lesquelles s'appuie cette étude.

6. Références bibliographiques

- BAGNOLD R.A. (1937). *The transport of sand by wind*. The Geographical Journal, Vol. 89 (5), pp 409–438. <https://www.jstor.org/stable/1786411>
- BAUER B.O., DAVIDSON-ARNOTT R.G. (2003). *A general framework for modeling sediment supply to coastal dunes including wind angle, beach geometry, and fetch effects*. Geomorphology, Vol. 49, pp 89–108. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00165-4](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00165-4)
- BOSSARD V., NICOLAE LERMA A. (2020). *Geomorphologic characteristics and evolution of managed dunes on the South West Coast of France*. Geomorphology, Vol. 367, 107312. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107312>
- BURVINGT O., CASTELLE B. (2023). *Storm response and multi-annual recovery of eight coastal dunes spread along the Atlantic coast of Europe*. Geomorphology, Vol. 435, 108735. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108735>
- COHN N., HOONHOUT B.M., GOLDSTEIN E.B., DE VRIES S., MOORE L.J., DURAN V.O., RUGGIERO P. (2019). *Exploring marine and aeolian controls on coastal foredune growth using a coupled numerical model*. Journal of Marine Science and Engineering, Vol. 7(1), 13. <https://doi.org/10.3390/jmse7010013>
- HESP P.A., WALKER I.J. (2013). *Aeolian environments: coastal dunes*. Treatise on Geomorphology, vol. 11, Aeolian Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, pp. 109–133. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00310-9>
- HESP P.A., DONG Y., CHENG H., BOOTH J. (2019). *Wind flow and sedimentation in artificial vegetation: field and wind tunnel experiments*. Geomorphology, Vol. 337, pp 165–182. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.020>
- HOONOOT B.M., DE VRIES S. (2016). *A process-based model for aeolian sediment transport and spatiotemporal varying sediment availability*. Journal of Geophysical Research Earth Surface, Vol. 121 (8), pp 1555–1575. <https://doi.org/10.1002/2015JF003692>
- LAZURE P., DUMAS F. (2008). *An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS)*. Advances In Water Resources, Vol. 31 (2), pp 233–250. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.06.010>

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

MICHAUD H. (2016). *Improvements of the new French coastal wave forecasting system and application to a wave-current interaction study*. Report SHOM & Météo France.

NICOLAE LERMA A., AYACHE B., ULVOAS B., PARIS F., BERNON N., BULTREAU T., MALLET C. (2019). *Pluriannual beach-dune evolutions at regional scale: Erosion and recovery sequences analysis along the Aquitaine coast based on airborne LiDAR data*. *Continental Shelf Research*, Vol. 189, 103974. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.103974>

PASKOFF R. (2001). *Dune management on the Atlantic coast of France: a case study*. *Proceedings of the European Symposium Coastal Dunes of the Atlantic Biogeographical Region Southport, northwest England*, September 1998. pp. 34-40, ISBN 0-85323-854-5

PINEAU-GUILLOU L. (2013). *PREVIMER. Validation des modèles hydrodynamiques 2D des côtes de la Manche et de l'Atlantique*. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00157/26800/>

SHORT A.D., HESP P.A. (1982). *Wave, beach and dune interactions in Southeast Australia*. *Marine Geology*, Vol. 48, pp. 259–284. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90100-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90100-1)