

Islas Cíes: una trampa eólica en la Ría de Vigo (Galicia, España) al final del último glaciar

Cíes Islands: a wind trap in the Ria of Vigo (Galicia, Spain) at the end of the Last Glacial

Carlos Arce Chamorro¹, Juan Ramón Vidal Romani¹ y Jorge Sanjurjo Sánchez¹

¹Instituto Universitario de Xeoloxía, Universidade da Coruña. ESCI, Campus de Elviña. 15071 A Coruña.

carlos.arce@udc.es; juan.vidal.romani@udc.es; jorge.sanjurjo.sanchez@udc.es

ABSTRACT

Cíes Islands have been an obstacle to the intense coastal winds from the North Atlantic, especially during the Quaternary glacial cycles. At the end of the Last Glacial period, the local sedimentary-record shows that sea-level decreased more than 100 m below present level. This sea-level drop transformed the archipelago into an emerged relief 300 m high, which probably deflected the wind and, at the same time, was able to capture aeolian sediments coming from a strip of the continental shelf also emerged. Under this hypothesis, these aeolian materials were deposited covering the contour of Cíes Islands. An example of these aeolian accretion processes is the eolianites outcrop located at Monteagudo Island (Cíes Islands, Galicia, Spain) interpreted as a climbing-dune which was active from the end of the Upper Pleistocene, partially covering the eastern slope. This deposit more than 3 meters thick with an OSL age of 35 ky (b2k) at the base and 17 ky at the top, is an evidence of the aeolisation developed in the Galician coast for thousands of years, finally disrupted when aeolian-supplies were suspended during Holocene post-glacial.

Key-words: Coastal eolianites; OSL-dating; Upper Pleistocene; glacio-eustasy; Cíes Islands, Galicia (NW of Spain).

Geogaceta, 70 (2021), 3-6
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Los sedimentos cuaternarios característicos de la costa atlántica de Galicia están representados por dos tipos de depósitos. Por una parte, bloques, cantos, gravas y arenas gruesas de playa (*shingle-beach*), más propios de una costa abierta y un medio de alta energía. Por otra, depósitos arenosos que están presentes en pequeños pero numerosos afloramientos distribuidos a lo largo de toda la costa del noroeste de la Península Ibérica, desde el norte de Portugal (Aveiro) hasta la costa cantábrica (San Juan de Luz, Francia). El origen de estos sedimentos se asume como eólico, como prueba el estudio realizado por Gutiérrez-Becker (2008). En cuanto a las eolianitas de la costa de Galicia, como la aquí estudiada, constituyen cuñas siliciclásticas bien seleccionadas, azoicas y de poco espesor

(<5 m), conformando cuerpos arenosos de tipo "duna rampante" (Gutiérrez-Becker, 2008) asociados específicamente a una etapa marina regresiva. El cálculo de una edad de formación mediante luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) ha permitido establecer una cronología aplicable a todos los depósitos equivalentes situados en la costa gallega entre 300 ka (eolianita de Penaboa, A Coruña, Galicia, España) (Trinidad *et al.*, 2013) y 15 ka (b2k) (Arce-Chamorro, 2017). Por su parte, las formaciones eólicas más recientes (<10 ka) se ven hoy afectadas por los procesos eólicos erosivos y/o están estabilizadas por la vegetación terrestre, aunque en las zonas más expuestas al viento y durante los temporales puedan reactivarse temporalmente por la rotura del manto vegetal. En otros casos, la conservación de las dunas se debe a la dinámica de vertiente desarrollada en

RESUMEN

Las Islas Cíes han constituido un obstáculo para los intensos vientos costeros del Atlántico Norte, especialmente durante las fases glaciares del Cuaternario. Al final del último glaciar el mar descendió más de 100 m por debajo de su nivel actual. Este descenso transformó el archipiélago en un relieve emergido de 300 m de alto, capaz de deflectar el viento y atraer, al mismo tiempo, sedimentos eólicos procedentes de una franja de plataforma continental también emergida. Bajo esta hipótesis, estos materiales eólicos se depositaron cubriendo el contorno de Cíes. Un ejemplo de estos episodios de acreción eólica es el afloramiento de eolianitas situado en la Isla de Monteagudo (Islas Cíes, Galicia, España), interpretado como una duna rampante que estuvo activa desde el final del Pleistoceno Superior, cubriendo parcialmente la vertiente oriental. Con un espesor de más de 3 metros y una edad (OSL) de 35 ka (b2k) en el muro y de 17 ka en el techo de la formación, este depósito es una prueba de la eolización desarrollada en la costa de Galicia durante miles de años, interrumpida al cesar los aportes durante el postglaciar holoceno.

Palabras clave: Eolianitas costeras; datación OSL; Pleistoceno Superior; glacio-eustasia; Islas Cíes, Galicia (N.O. de España).

Fecha de recepción: 14/01/2021

Fecha de revisión: 23/04/2021

Fecha de aceptación: 28/05/2021

algunos tramos acantilados de la costa gallega, fosilizando las eolianitas (Trinidad *et al.*, 2013; Gutiérrez-Becker, 2008) por recubrimiento. Todos estos depósitos eólicos se han emplazado en la línea de costa actual transportados por el viento durante la última regresión marina del Cuaternario (Vidal-Romani y Grandal-d'Anglade, 2018). El principal objetivo de este trabajo es establecer la procedencia y evolución de las arenas que conforman los afloramientos de eolianitas conservados en Islas Cíes (Pontevedra, Galicia, España).

Área de estudio

El archipiélago de las Islas Cíes se sitúa entre la plataforma continental de Galicia y la mitad norte de la boca de la Ría de Vigo (Fig.1). Está conformado por tres crestas graníticas (Monteagudo

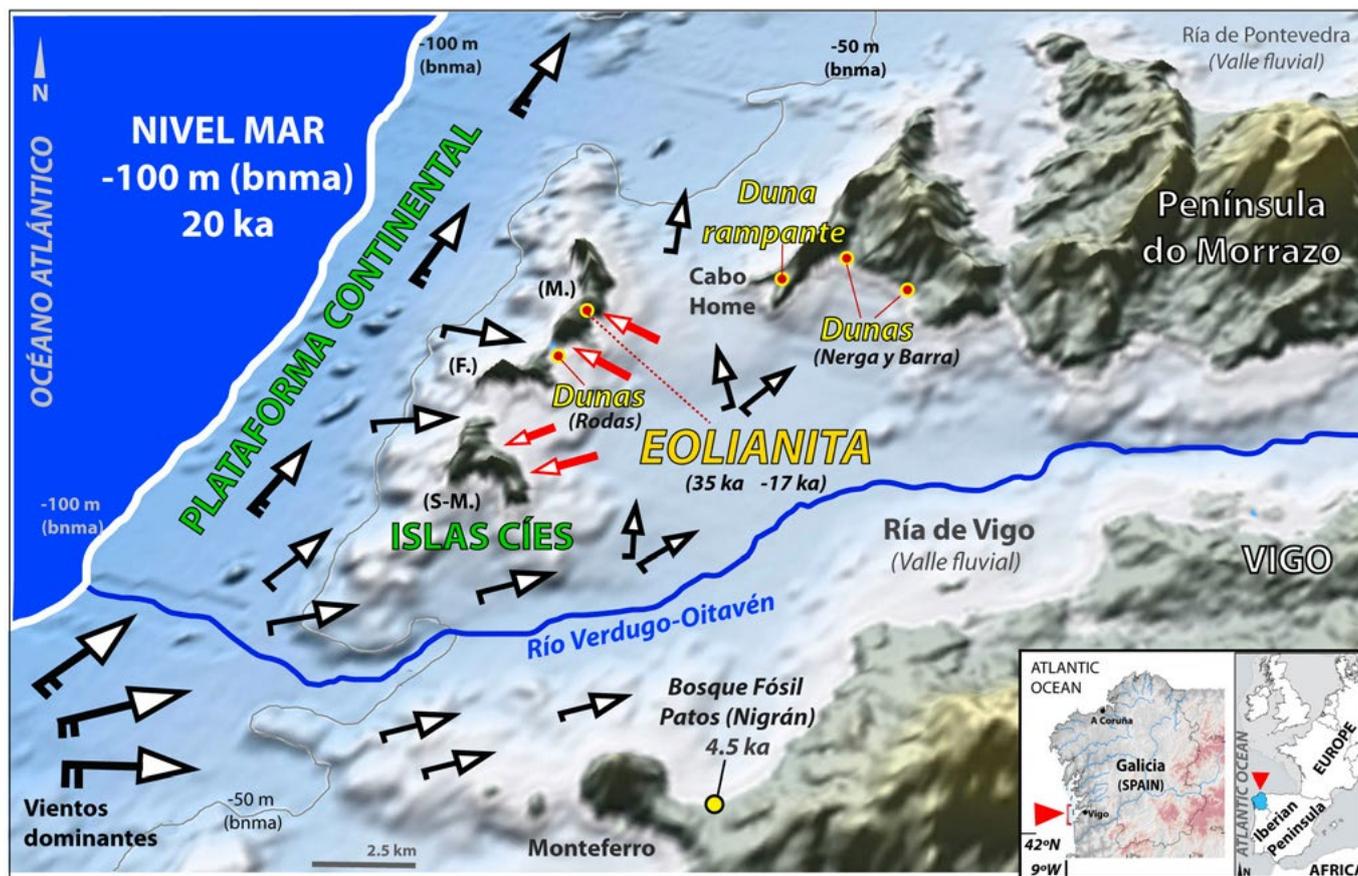


Fig. 1. Dirección de los vientos dominantes de componente N-NE (flechas negras con línea) como en la actualidad, atravesando la plataforma continental emergida con una línea de costa a -100 m bajo el nivel del mar actual (bnma), hace 20 ka. La disposición de los sedimentos eólicos finipleistocenos y holocenos en la vertiente oriental de Islas Cíes (Costas et al., 2009; Arce-Chamorro, 2017) sugiere variaciones locales en la dirección del viento rolando hacia el Oeste (flechas rojas) a partir de un nivel del mar inferior. (M: Isla de Monteagudo; F: Isla de Faro; S-M: Isla de San Martiño). Topografía y batimetría según EDMonet (2018). (Ver versión color en la web).

Fig. 1. Prevailing N-NE wind direction (black lined-arrows) as currently but crossing through the emerged continental platform with a sea-level of -100 m (below current sea-level) 20 ky ago. The presence of upper-Pleistocene and Holocene aeolian-sediments over the eastern slope of Cies Islands (Costas et al., 2009; Arce-Chamorro, 2017) would suggest local variations in the wind direction rolling to the West (red single arrows) from a lower sea-level. (M: Monteagudo Island; F: Faro Island; S-M: San Martiño Island). Topography and bathymetry from EDMonet (2018). (See color figure in the web).

do, Faro y San Martiño) en disposición N-S, de unos 4,5 km² y una altitud de hasta 197 m sobre el nivel del mar actual (snma). Por el Norte dista 2,5 km de Cabo Home (Península do Morrazo, Pontevedra) separado por un canal con una profundidad media de 25 m. Por el Sur dista 5 km hasta Monteferro (Nigrán, Pontevedra), aunque en este tramo la topografía sumergida es muy irregular (EDMOnet-Bathymetry, 2018) ya que coincidió con la salida al mar del río Verdugo-Oitavén durante el último episodio glacial (Fig.1). La textura mayoritaria de los fondos marinos alrededor de las Islas Cíes es arenosa (Mohamed et al., 2010), con espesores de hasta 20 m (Rey-Salgado, 1993). Su topografía ofrece una clara disimetría, con una cara Oeste abrupta acantilada, sobre la que actualmente descarga toda su energía el Océano Atlántico y los fuertes vientos costeros. En la cara Este, más tendi-

da y protegida, se conserva la eolianita de Alto da Figueira (Isla de Monteagudo, Islas Cíes) (42°13'45"N, 8°54'15"O) (Fig.1 y 2), alcanzando hasta 3 m de espesor a +40 m (snma). Este depósito compactado está conformado por granos de cuarzo (>98 %). El tamizado seco proporciona clases mayoritarias correspondientes a arena fina y media (>90 %) (según Wentworth, 1922), con una morfología subredondeada (según Kumbrein y Sloss, 1963) analizada mediante lupa binocular. En el perfil (Fig.2) no se distinguen estructuras sedimentarias presentando un aspecto masivo, lo que indica un proceso de acreción propio de una duna rampante (Pye y Tsoar, 1990). Su coloración pardo-anaranjada se debe a la presencia de óxidos de hierro asociados a procesos de edafización posdeposicionales y lixiviados, al igual que otras dunas rampantes estudiadas en la costa de Galicia (Gutiérrez-Becker,

2008). Para datación OSL (Tabla I) se ha determinado la tasa de radiación (dose rate) mediante espectrometría gamma de alta resolución (Arce-Chamorro, 2017). La dosis equivalente se ha estimado mediante el protocolo SAR (single aliquot regenerative-dose; Murray y Wintle, 2000) en el Laboratorio de Luminiscencia de la Universidade da Coruña.

Muestra	N	Dr (Gv/ka)	De (Gv)	Edad (ka)
CIES 1	37	2,7±0,4	80±3	30±5
CIES 2	31	2,1±0,3	42±3	20±3

Tabla I. Número de alícuotas (N), dose rate (Dr), dosis equivalente (De) y Edad (ka b2k) para las muestras CIES 1 (a 200 cm) y CIES 2 (a 80 cm) – distancia de techo a muro.
Table I. Number of aliquots (N), dose rate (DR), equivalent dose (DE) and age (Edad, ky b2k) for samples CIES 1 (200 cm) and CIES 2 (80 cm)- distance from top to the base.

Discusión

La edad de formación del afloramiento de eolianitas de la Isla de Monteagudo (Cíes) se sitúa entre 35 ka y 17 ka (b2k) (Tabla I) y coincide con el final del último glacial (MIS2), al igual que otros afloramientos similares a lo largo de la costa de Galicia, como en Xalfas, Tal y Punta Mor-taza (A Coruña) (Arce-Chamorro, 2017). Dentro de este periodo se sitúan los mayores niveles regresivos del Hemisferio Norte (Waelbroeck *et al.*, 2002) si bien, en ese momento ya había comenzado la ablación glacial en los sistemas montañosos situados en el interior de Galicia y Norte de Portugal (Vidal-Romani *et al.*, 1999, 2015), lo que sugiere que el máximo glacial en el noroeste peninsular debió ser anterior. Según el registro local, el proceso de acreción eólica en Cíes tuvo lugar con una línea de costa desplazada varios kilómetros hacia el Oeste (Fig.1), como confirma la presencia de arenas eólicas a 100 m de profundidad, hace 20 ka, en la plataforma interna de Cíes (Mohamed *et al.*, 2010). Esto significa una amplia franja de plataforma expuesta a los intensos vientos costeros. A falta de datos que determinen las paleocorrientes locales durante este periodo, se asume una dinámica eólica similar a la actual, como sugieren otros autores para explicar la evolución de cuerpos dunares de hasta 12 ka en la costa sur de Portugal, basados en modelos estacionales a nivel regional (Costas *et al.*, 2012). Considerando la acción de los vientos dominantes de componente N-NE (Fig.1), esta franja de plataforma continental emergida actuaría como área fuente de aportes eólicos, favoreciendo la movilización de campos de dunas hacia el continente sobre un relieve de escasa pendiente (<1 %). Se deduce, así, el origen de los materiales eólicos que recubren el contorno de Cíes. En este contexto paleogeográfico, el depósito arenoso aquí estudiado se interpreta como una duna rampante que alcanza una cota máxima de +40 m (snma) en la vertiente Este de la isla de Monteagudo (Cíes) (Fig.1), más suavizada, desarrollando hasta 3 m de potencia en su punto más alto. La ubicación de este y otros sedimentos eólicos en esta reducida área, como los niveles eólicos en Lagoa dos Nenos (Cíes) depositados hace más de 25 ka y hasta hace 4 ka BP (Costas *et al.*, 2009) (dunas de Rodas en la figura 1), implicaría que las arenas superaron el obstáculo que suponía el relieve

emergido de Cíes. Para ello, considerando los datos topográficos y sedimentológicos de estos fondos (Rey-Salgado, 1993; Mohamed *et al.*, 2010; EDMonet, 2018), se propone un modelo a partir del cual el viento aprovechó los pasos existentes entre las islas para canalizar las arenas y acumularlas en la vertiente oriental. Todavía considerando un nivel del mar inferior y fondos arenosos al descubierto, la disposición de estos depósitos eólicos (avanzando por la vertiente Este) indicaría, además, que el viento roló en sentido Oeste (Fig.1) generando un retorno de las arenas. Los mismos cambios de dirección, con vientos dominantes de N-NE y variaciones locales hacia el Oeste, son observables en Islas Cíes en la actualidad, aunque no mediante sedimentos sino a partir de la vegetación facetada existente en esta misma vertiente. Estas mismas circunstancias se repiten también en otras islas situadas más al Norte, como Ons y Sálvora (Rodríguez-Fernández, 2013). Por su parte, la movilización de dunas en el amplio corredor que delimita la boca de la Ría de Vigo, entre el sur de la Isla de San Martiño y Monteferro (Fig.1), se vería dificultada (o al menos condicionada) por la desembocadura de la red fluvial Verdugo-Oitavén (Fig.1).

Este modelo local, construido a partir del estudio y datación de la eolianita seleccionada en la Isla de Monteagudo (Cíes) del presente trabajo, explicaría la concentración de sedimentos eólicos alrededor, entre y sobre las Islas Cíes (Costas *et al.*, 2009; Mohamed *et al.*, 2010; Arce-Chamorro, 2017), poniendo en contexto los resultados (cronológicos, sedimentarios e hipsométricos) de estos autores, interpretados únicamente de

forma individual. Con elevaciones de hasta 300 metros, este relieve actuaría como polo de atracción del viento, deteniendo primero el avance de las dunas y provocando después la acumulación de arenas en los puntos de menor cota. No obstante, al igual que ocurre con otras dunas rampantes presentes en la costa acantilada de Galicia (Gutiérrez-Becker, 2008), la altura del obstáculo no supondría ningún inconveniente, pues los vientos acelerados por el efecto topográfico son capaces de superar obstáculos de más de 100 m (p.ej.: duna rampante de Cabo Home en Cangas (Pontevedra) (Fig.1), situada a 2,5 km de Cíes). La adaptación del viento a un relieve tan enérgico como el de la vertiente occidental de Cíes daría lugar, probablemente, a procesos de deflexión (Greeley e Iversen, 1985) que favorecieron (i) la movilización de sedimentos eólicos a lo largo de los corredores existentes entre las crestas graníticas de Cíes, (ii) la presencia de ventifactos en los relieves rocosos de las islas (aún sin estudiar) y (iii) la acumulación de arenas eólicas en la vertiente oriental de Cíes, como la eolianita aquí datada o las dunas de Rodas (Fig.1). Estas últimas formaciones incluyen vegetación dunar de al menos 6 ka BP (Costas *et al.*, 2009), evidenciando así la continuidad de este proceso eólico en Cíes. Así, con una línea de costa situada a -73 m bajo el nivel del mar actual (bnma) hace 9,4 ka (BP) (Nombela *et al.*, 2005), el actual archipiélago de Cíes continuaba emergido y unido al continente, favoreciéndose el avance de los campos de dunas hacia el interior de la Ría de Vigo durante el Holoceno. Prueba de ello es el edificio eólico sub-actual (<10 ka) (Gutiérrez-Becker, 2008) situado a unos 5 km de

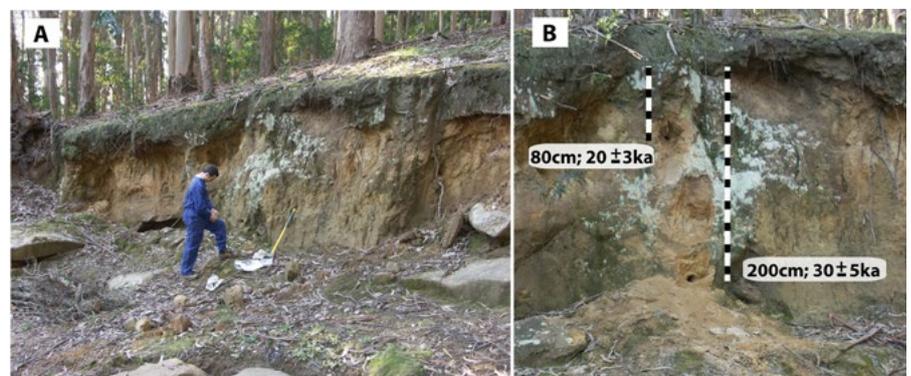


Fig. 2. (A): Afloramiento de eolianitas de Alto da Figueira en la Isla de Monteagudo (Islas Cíes). (B): Detalle del área de muestreo para datación OSL (Arce Chamorro, 2017). Estratigráficamente, ambas muestras ofrecen edades coherentes. (Ver versión en color en la web).
 Fig.2. (A): Eolianites outcrop from Alto da Figueira, located at Monteagudo Island (Cíes Islands). (B): Detail of sampling area for OSL dating (Arce Chamorro, 2017). Stratigraphically, both samples provide consistent ages. (See color figure in the web).

Cíes, en el límite occidental de la Península do Morrazo (Pontevedra) (campos de dunas de Nerga y Barra en la figura 1). Y también los bosques fósiles sepultados por dunas, como el bosque de Patos de 4,6 ka BP (Nigrán, Pontevedra) (Nombela *et al.*, 2005) (Fig.1) o el bosque de Vigo de 8 ka BP (César-Vila, 2018). Se puede establecer, por tanto, la generalización de este proceso de acreción eólica (eolización costera acumulativa) desde el final del último periodo glacial, como sugiere el modelo de evolución construido para la costa de Galicia durante el postglacial holoceno (Vidal-Romaní y Grandal-d'Anglade, 2018). Según este planteamiento, la movilización de dunas sigue siendo efectiva hasta hace menos de 4 ka, aún reduciéndose los aportes al subir el nivel del mar. Así lo confirma la duna de 2,5 ka (b2k) que cubre el islote Areoso en la Ría de Arousa (Pontevedra) (López-Romero *et al.*, 2020). Se propone, por tanto, un modelo de evolución coherente y ordenado para el afloramiento de eolianitas finipleistoceno de Islas Cíes aquí estudiado y para otras formaciones eólicas relictas emplazadas en la costa actual de Galicia.

Conclusiones

La formación del afloramiento de eolianitas de Islas Cíes corresponde al final del máximo regresivo del Pleistoceno superior en Galicia (Arce-Chamorro, 2017). Durante esta etapa la línea de costa fue desplazada hacia el Oeste varios kilómetros. Esto supuso la exposición de una franja de plataforma continental, cubierta mayoritariamente de arenas (Rey-Salgado, 1993; Mohamed *et al.*, 2010). Esta franja actuaría como área fuente para los sedimentos eólicos que fueron emplazados progresivamente hasta la línea de costa actual.

La disposición del edificio eólico finipleistoceno en la Ría de Vigo implicaría que los campos de dunas movilizados desde esta franja de plataforma continental ingresaron en la ría (emergida), superando la barrera topográfica de Cíes (también emergida). Los sedimentos eólicos que alcanzaron la vertiente oriental de Cíes fueron redirigidos, hipotéticamente, por vientos que rolaron hacia el oeste adecuándose al relieve.

Este proceso de eolización costera acumulativa tuvo continuidad durante la transgresión posglacial holocena (Vidal-Romaní y Grandal-d'Anglade, 2018), deteniéndose cuando el mar alcanzó cotas próximas a las actuales hace menos de 2,5 ka (López-Romero *et al.*, 2020). En ese momento se detuvieron los aportes, siendo relevados por procesos eólicos erosivos que afectaron a todos los edificios eólicos existentes en la costa de Galicia (Gutiérrez-Becker, 2008).

Agradecimientos

Un especial agradecimiento a D. José Antonio Fernández Bouzas, Director del PNMTIIAA-Islas Cíes por las facilidades para recorrer el Parque y realizar la toma de muestras. Este trabajo fue financiado con una ayuda de la Xunta de Galicia (ED431B 2018/47) al Grupo Interdisciplinar de Patrimonio Cultural e Xeolóxico CULXEO.

Nuestro agradecimiento a los revisores anónimos y editores (D. Alberto Pérez López y D. Aitor Cambeses) por sus comentarios y recomendaciones.

Referencias

- Arce-Chamorro, C. (2017). Datación por luminiscencia de depósitos fluviales y eólicos en el margen occidental de Galicia. Tesis Doctoral, Univ. da Coruña, 399 p.
- César-Vila, M. (2018). Memoria técnica ED 102A 2016/072-0. Xunta de Galicia, 177 p.
- Costas, S., Muñoz-Sobriño, C., Alejo, I. y Pérez-Alurcea, M. (2009). Earth Surf. Process. Landforms, doi: [10.1002/esp.1849](https://doi.org/10.1002/esp.1849).
- Costas, S., Jerez, S., Trigo, R.M.; Bogle, R., Rebêlo, L. (2012). Quaternary Science Reviews, doi: [10.1016/j.quascirev.2012.03.008](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.03.008).
- EDMOnet Bathymetry (2018) <https://www.emodnet-bathymetry.eu/>.
- Greeley, R. e Iversen, J.D. (1985). Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan. Cambridge University Press. Cambridge, 333 p.
- Gutiérrez-Becker, L. (2008). Caracterización de los sistemas dunares costeros del NW ibérico y su evolución durante el Cuaternario. Tesis Doctoral, Univ. da

Coruña. 283 p.

- Krumbrein, W.C. y Sloss, L.L. (1963). Stratigraphy and Sedimentation. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 660 p.
- López-Romero, E., Bóveda-Fernández, M.J., Güimil-Fariña, A., Mañana-Borrazás, P., Sanjurjo-Sánchez, J., Vázquez-Collazo, S., Vilaseco-Vázquez, X.I. (2020). En: I International webinar. IRN PrehCOAST - French Prehistoric Society. Communications 1, 15.
- Murray, A.S. y Wintle, A.G. (2000). Radiation Measurements, doi: [10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X).
- Mohamed, K.J., Rey, D., Rubio, B., Vilas, F., Frederichs, Th. (2010). Quaternary Research, doi: [10.1016/j.yqres.2010.02.003](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.02.003).
- Nombela, M.A., Alejo, I., Bernárdez, F., Clemente, F., Costas, S., Diz, P., Fernández-Bastero, S., Francés, G., Gago-Dupont, L., García, T., González-Alonso, D., González-Álvarez, R., González-Villanueva, R., Liqueste, C., Pena, L.D., Pérez-Alurcea, M. (2005). En: Coastal Hope Conference Proceedings 1, 99-100.
- Pye, K. y Tsoar, H. (1990). Aeolian sand and sand dunes. Unwin Hyman Ltd., London, 400 p.
- Rey-Salgado, J. (1993). Instituto Español de Oceanografía 17, 233p.
- Rodríguez-Fernández, R. (2013) Guía Geológica del Parque Nacional de las Islas Atlánticas de Galicia. IGME. 202 p.
- Trinidad, M.J., Prudêncio, M.I., Sanjurjo-Sánchez, J., Vidal-Romaní, J.R., Ferraz, T., Fernández-Mosquera, D., Dias, M.I. (2013). Geológica Acta, doi:[10.1344/105.000001838](https://doi.org/10.1344/105.000001838).
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D., Martí, K., De Brum-Ferreira, A. (1999). Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe 24, 7-29.
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D., Martí, K. (2015). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe 38, 25-44.
- Vidal-Romaní, J.R. y Grandal-d'Anglade, A. (2018). Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe, doi: [10.17979/cad-laxe.2018.40.0.4921](https://doi.org/10.17979/cad-laxe.2018.40.0.4921).
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E. y Labracherie, M. (2002). Quaternary Science Reviews, doi: [10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9).
- Wentworth, C.K. (1922). Journal of Geology 30, 377-392.