

# Volumen 17



**Geo-Temas** 

Volumen 17



# Revista no periódica editada por la Sociedad Geológica de España

http://www.sociedadgeologica.es

ISSN: 1576-5172 Depósito legal: S.398-2012

Geo-Temas es una publicación de carácter no periódico en la que se recogen los resúmenes extensos de las comunicaciones presentadas en los Congresos Geológicos que celebra cuatrienalmente la Sociedad Geológica de España, así como en otros congresos, jornadas y simposios de carácter científico y organizadas por las comisiones de la SGE u otras asociaciones mediante convenios específicos. Los organizadores de cada reunión son los responsables de la obtención de los fondos necesarios para cubrir en su totalidad los gastos de edición y difusión del correspondiente número de Geo-Temas. Al no constituir una publicación de carácter periódico, Geo-Temas es distribuida exclusivamente a los inscritos en los actos a los cuales va dirigida la edición, reservándose un cierto número de ejemplares para la distribución por parte de la SGE.

La SGE no se hace responsable de las opiniones vertidas por los autores de los artículos, siendo por tanto éstas responsabilidad exclusiva de los respectivos autores.

La propiedad intelectual queda a plena disposición del autor de acuerdo con las leyes vigentes. queda prohibida la reproducción total o parcial de textos e ilustraciones de esta revista con fines comerciales sin autorización escrita de la SGE o de los autores. Se permite sin necesidad de autorización la generación de separatas para uso de los autores y la reproducción con fines docentes.

### **EDITOR PRINCIPAL**

Blanca Bauluz Lázaro

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza (España) Tel: +34 976 761 097; e-mail: bauluz@unizar.es

# **EDITORES ADJUNTOS**

Beatriz Bádenas Lago

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza bbadenas@unizar.es Óscar Pueyo Anchuela Dpto. Ciencias de la Tierra Facultad de Ciencias Universidad de Zaragoza 50009 ZARAGOZA opueyo@gmail.com Manuel Díaz Azpiroz Dpto. sistemas físicos, químicos y naturales Universidad de Pablo de Olavide 41013 SEVILLA mdiaazp@upo.es

# COMITÉ ORGANIZADOR

Guillem X. Pons (U. Illes Balears - Soc. d'Història Natural de les Balears - Inst. Menorquí d'Estudis) Lluís Gómez-Pujol (Balearic Islands Coastal Observing and forescasting System, SOCIB) Clemen García Cruz (Insitut Menorquí d'Estudis, IME) Irene Estaún (Consell Insular de Menorca CIMe, Agència Menorca Reserva de la Biosfera) Joan J. Fornós (Universitat de les Illes Balears) Antonio Rodríguez Perea (Universitat de les Illes Balears) Miguel McMinn Grivé (Universitat de les Illes Balears - Societat d'Història Natural de les Balears)

# **COMITÉ CIENTÍFICO**

Ignacio Alonso Bilbao (U. L. Palmas G. Canaria) Ramon Blanco Chao (U. Sant. Compostela) Susana Costas (Universidade do Algarve) Irene Delgado Fernández (Edge Hill University) Germán Flor Blanco (U. Oviedo) Joan J. Fornós Astó (U. Illes Balears) Lluís Gómez Pujol (SOCIB) Emilia Guisado Pintado (U. Sevilla) Luis Hernández-Calvento (U. L. Palm. G. Canaria) Gonzalo Malvárez García (U. Pablo de Olavide) Isabel Montoya Montes (U. L. Palmas G. Canaria) Juan A. Morales González (U. Huelva) Fátima Navas Concha (U. Pablo de Olavide) Augusto Pérez Alberti (U. Sant. Compostela) Emma Pérez Chacón (U. L. Palmas G. Canaria) Guillem X. Pons Buades (U. Illes Balears) Laura del Río Rodríguez (U. Cádiz) Inmaculada Rguez. Santalla (U. R. Juan Carlos) M<sup>a</sup>. José Sánchez García (U. L. Palm. G. Canaria) Macarena Tejada Tejada (U. Pablo de Olavide) Laura del Valle Villalonga (U. Illes Balears) Ismael Vallejo Villalta (U. Sevilla)

#### SEDE EDITORIAL

Sociedad Geológica de España: Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca, España. http://www.sociedadgeologica.es

Imagen de portada: Cala Tamarells, parque natural de la Albufera Des Grau, Menorca. Fotografía de Guillem Pons Buades.







Editores: Guillem Pons Buades Jorge Lorenzo-Lacruz Lluís Gómez Pujol

Vol. 17 (2017)

# Presentación

La UNESCO declaró Menorca como reserva de biosfera el 8 de octubre de 1993, atendiendo al alto grado de compatibilidad conseguido entre el desarrollo de las actividades económicas, el consumo de recursos y la conservación de un patrimonio y de un paisaje que ha mantenido, y sigue manteniendo hoy, una calidad excepcional. Menorca es un territorio intensamente humanizado, con un paisaje rural tradicional muy rico. A pesar de contar tan solo con una superficie de unos 700 km<sup>2</sup> aloja una notable geobiodiversidad. La Agencia Menorca Reserva de Biosfera está trabajando el proyecto de candidatura para declarar la isla Geoparque. Como bien sabéis, un Geoparque es un territorio que presenta un patrimonio geológico muy notable y que es el eje fundamental de una estrategia de desarrollo territorial sostenible basado en la educación ambiental, el turismo responsable y la promoción de iniciativas económicas con los valores añadidos de la cultura local (productos agrícolas, artesanía, etc.). En Menorca hay un patrimonio geológico destacado, la puesta en marcha de iniciativas de geoconservación, educación y divulgación y la creación de un provecto de desarrollo socioeconómico y cultural a escala local basado en el patrimonio geológico, son los tres principios en que se basa la creación de un Geoparque. Con estas jornadas intentaremos también apoyar esa iniciativa y aportar nuestro granito de arena, para difundir los valores de la geoconservación, educación y divulgación, no sólo durante estos tres días de trabajo, si no también, después de descubrir valores geológicos de Menorca, en su proyección en cada uno de los lugares de trabajo de todos los inscritos.

Más que una presentación, va a ser un apartado de agradecimientos. Realizar unas jornadas no resulta fácil, si no es porque destrás hay un equipo de gente que ha apoyado y animado de forma incondicional para que estas IX Jornadas de Geomorfología Litoral fuesen un éxito.

Primero de todo, por la excelente acogida y participación por parte de todos los autores. Inicialmente se presentaron 100 resúmenes para su eventual publicación como comunicaciones. De estos 100, finalmente 84 comunicaciones han sido aceptadas y se han presentado en su formato definitivo, todo un récord de participación. La importancia de la geomorfología litoral ha quedado de manifiesto en esas comunicaciones, el trabajo serio que vienen desarrollando muchos grupos de trabajo de distintas universidades españolas y algunas de fuera de España han querido participar en esta reunión científica bianual.

Hemos invitado a tres conferenciantes que no necesitan presentación. En las Baleares hay un padre de la Geografía Física y se llama Vicenç M. Rosselló Verger, un pozo de sabiduría. Antonio Rodríguez Perea un amigo, un excelente divulgador, los que estamos cerca de él nunca nos paramos de aprender. Patrick Hesp nuestro máximo referente en dinámica eólica, que gracias a la inestimable ayuda de Luis Hernández-Calvento podrá compartir con nosotros sus conocimientos.

El rigor científico y la calidad de las comunicaciones ha sido posible gracias a la colaboración desinteresada de un numeroso comité científico que ha realizado evaluaciones, la mayoría de veces, de forma extraordinariamente ágil. Desde la organización se ha llamado a 11 hombres y 11 mujeres, intentando en la medida de lo posible una paridad de género que pocas veces se produce en este tipo de eventos. A todo el comité nuestro más sincero agradecimiento.

La acogida de estas jornadas por las instituciones de Menorca ha sido también excepcional. Todas las visitas que realizamos pidiendo apoyo, todas ellas, sin excepción acogieron esa iniciativa como suya y todo fueron facilidades. En esas condiciones es muy fácil poder trabajar. Menorca is different !!!

Los editores quisieran agradecer el apoyo y la colaboración de instituciones culturales, responsables políticos y académicos que de una manera u otra han apoyado la iniciativa en la organización de las IX Jornadas de Geomorfología Litoral y en la publicación de sus comunicaciones. Nuestro más sincero agradecimiento a las distintas entidades colaboradoras y a personas, especialmente a Cristina Gomila, Sònia Sintes y Clemen García del Institut Menorquí d'Estudis (IME); Irene Estaún, Directora de la Agència Menorca Reserva de la Biosfera del Consell Insular de Menorca; a Carolina Desel, Directora del Museu de Menorca; a Conxa Juanola y Laia Obrador, alcaldesa y regidora respectivamente del Ajuntament de Maó; al Dr. Miquel Mir-Gual, Director General de Espais Naturals i Biodiveritat de la Conselleria de Medi Ambient, Agricultura i Pesca del Govern de les Illes Balears; a la Dra. Bàrbara Terrasa, Cap de Servei de la Direcció General d'Innovació i Recerca de la Vicepresidència i Conselleria d'Innovació, Recerca i Turisme del Govern de les Illes Balears y miembro del Instituto Menorquí d'Estudis (IME) y Juan Antonio Morales de la Universidad de Huelva y de la Sociedad Geológica Española por estar siempre ayudando en todo momento a los editores de este volumen de GeoTemas.

Guillem X. Pons, Jorge Lorenzo Lacruz y Lluís Gómez-Pujol (editores)

Esta publicación ha sido posible gracias a la cofinancición por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) 2014-2020

# 

- G VICEPRESIDÈNCIA
- O I CONSELLERIA
- Τ INNOVACIÓ,
- **B** RECERCA I TURISME INNOVACIÓ I RECERCA



UNIÓ EUROPEA Fons Europeu de Desenvolupament Regional europa



# Comité organizador

Presidente:

Guillem X. Pons (Universitat de les Illes Balears - Societat d'Història Natural de les Balears -Institut Menorquí d'Estudis)

Vocales:

Lluís Gómez-Pujol (Sistema de Observación y Predicción Costero de las Islas Baleares SOCIB) Clemen García Cruz (Insitut Menorquí d'Estudis, IME) Irene Estaún (Consell Insular de Menorca CIMe, Agència Menorca Reserva de la Biosfera) Joan J. Fornós (Universitat de les Illes Balears) Antonio Rodríguez Perea (Universitat de les Illes Balears) Miguel McMinn Grivé (Universitat de les Illes Balears – Societat d'Història Natural de les Balears)

# Comité científico

Ignacio Alonso (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria) Ramon Blanco (Universidade de Santiago de Compostela) Susana Costa (Universidade do Algarve) Irene Delgado (Edge Hill University) Germán Flor Blanco (Universidad de Oviedo) Joan J. Fornós (Universitat de les Illes Balears) Lluís Gómez Pujol (Sistema de Observación y Predicción Costero de las Islas Baleares) Emilia Guisado (Universidad de Sevilla) Luis Hernández-Calvento (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria) Gonzalo Malvárez (Universidad Pablo de Olavide) Isabel Montoya (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria) Juan Antonio Morales (Universidad de Huelva) Fátima Navas (Universidad Pablo de Olavide) Augusto Pérez Alberti (Universidade de Santiago de Compostela) Emma Pérez Chacón (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria) Guillem X. Pons (Universitat de les Illes Balears - Societat d'Història Natural de les Balears - Institut Menorquí d'Estudis) Laura del Río (Universidad de Cádiz) Inmaculada Rodríguez Santaella (Universidad Rey Juan Carlos) María José Sánchez (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria) Macarena Tejada (Universidad Pablo de Olavide) Laura del Valle (Universitat de les Illes Balears) Ismael Vallejo (Universidad de Sevilla)



Vol. 17 (2017)

# ÍNDICE

Presentación de los editores	3
Karst litoral, Cuaternario, patrimonio geológico y Geoarqueología	
L. del Valle, F. Pomar, J.J. Fornós, L. Gómez-Pujol, V. Anechitei-Deacu y A. Timar Gabor Implicaciones geomorfológicas del registro sedimentario pleistoceno de la costa oriental de la isla de Eivissa (Mediterráneo occidental).	11
<b>L. del Valle, F. Pomar, J.J. Fornós y L. Gómez-Pujol</b> Estructuras de deformación de la secuencia sedimentaria pleistocena costera de Es Codolar (Eivissa, Mediterráneo occidental).	15
<b>F. Pomar, L. Del Valle, J.J. Fornós, L. Gómez-Pujol, A. Timar-Gabor y V. Anechitei-Deacu</b> Abanicos aluviales alimentados por dunas costeras durante el Pleistoceno superior en las Illes Balears (Mediterráneo occidental).	19
<b>F. Pomar y L. Del Valle</b> Afloramientos urbanos de la ciudad de Palma (Mallorca, Illes Balears).	23
<b>D. Vicens, A. Ginard, F. Gràcia, P. Bover, D. Crespí, P. Balaguer y G. X. Pons</b> Cuevas de abrasión marina en el litoral de las Islas Baleares.	27
<b>G.X. Pons, M. Anglada, A. Ferrer, D. Ramis y M. Salas</b> Depósitos eólicos arenosos en el yacimiento arqueológico de es Coll de Cala Morell (Ciutadella de Menorca, Islas Baleares).	31
<b>M.A. Sánchez-Carro, V. Bruschi, P. Saiz-Silio, E. Iriarte, I. Galparsoro y P. Arias</b> El Paleolítico sumergido: batimetría y caracterización geológica del fondo marino en zonas próximas a Santander para la localización de yacimientos arqueológicos	35
F. Gràcia ' y J. J. Fornós ' Las cuevas subacuáticas del litoral del Migjorn y Llevant de Mallorca	39
<b>B. Morey</b> El Patrimonio Paleontológico litoral de Mallorca (Archipiélago Balear. Mediterráneo occidental).	43
<b>B. Morey</b> Geomorfología litoral, morfotectónica y distribución del registro fósil en Mallorca.	47
Morfodinámica de playas	
J. J. de Sanjosé Blasco, E. Serrano Cañadas, M. Sánchez Fernández, M. Gómez Lende, A. D.J. Atkinson Gordo, R. M. Pérez Utrero Técnicas geomáticas aplicadas al deslizamiento de la ensenada de Erillo y a los cambios de la línea de	51

costa de la playa de La Salvé (Laredo, Cantabria) durante el periodo 1953-2016.

J. J. de Sanjosé Blasco, M. Gómez Lende, E. Serrano Cañadas, M. Sánchez Fernández, G. Flor-Blanco, P. M. Ferreira de Sousa Cruz Redweik Análisis de temporales (1985-2016) y cambios de la línea de costa (1875-2016) en la playa de "El Puntal- Somo-Las Quebrantas-Loredo" (Cantabria).	55
N. Castaño, C. Arteaga y J. Gómez Zotano Erosión en la playa del "Saladillo-Matas Verdes" (Estepona, Málaga): evolución y situación actual.	59
J. Montes, L. Del Río y J. Benavente Caracterización morfodinámica y cambios recientes en las playas mediterráneas de la costa de Cádiz	63
M. Puig, T.A. Plomaritis, L. Del Río y J. Benavente Peligrosidad asociada al clima marítimo en tres playas de la Bahía de Cádiz	67
C. Megías, H. Corbí, A. Riquelme, A. Abellán y A. A. Ramos Modelización tridimensional y caracterización ecológica de playas con arribazones de <i>Posidonia</i> <i>oceanica</i> : ejemplos del sudeste de España	71
<b>L. González Ramírez y R. Blanco-Chao</b> Caracterización energética de playas aplicada a la gestión. Desarrollo de un Índice de Exposición.	75
<b>D. Roelvink and S. Costas</b> Beach berms as an essential link between subaqueous and subaerial beach/dune profiles	79
M. Casamayor, I. Alonso, M.J. Sánchez, I. Montoya-Montes y S. Rodríguez Procesos de acumulación y erosión en playas mixtas en relación con el oleaje	83
A. Quelle-Losada y R. Blanco-Chao Dinámica sedimentológica en playas mixtas: el ejemplo de Muiñelo (costa norte de Galicia)	87
<b>D. Ibarra Marinas, F. Gomariz Castillo A. Triviño Pérez J. Martínez Vidal y F. Belmonte Serrato</b> Efecto de la <i>Posidonia oceanica</i> sobre la erosión de Platja Almadraba y Platja L'Amerador (Alicante, SE de España).	91
<b>D. Ibarra Marinas, F. Gomariz Castillo, M. Romero López T. Dawahidi y F. Belmonte Serrato</b> Análisis de las playas alteradas por obras litorales en la Región de Murcia.	95
A. Mollier <sup>*</sup> , R. Durán, G. Simarro y J. Guillén Sediment budget on an urban beach under different erosion protection structures (La Barceloneta)	99
<b>R. Blanco Chao, M. Costa Casais; T. Taboada Rodriguez y R. Tallón Armada</b> Sedimentología y cambios del nivel del mar en el islote Guidoiro Areoso, Ria de Arousa, NO de la Península Iberica	103
<b>R. Souza Ribeiro, P. Fraile Jurado y E. Ariza</b> Evolución de la superficie de playa de la costa catalana en el período 1956-2015.	107
<b>L. Gómez-Pujol, A. Orfila , A. Álvarez-Ellacuría y J. Tintoré</b> <sup>'</sup> Evolución y dinámica de una playa de bloques y gravas encajada en la costa NW de Mallorca (Cala Deià, Mallorca).	111
M. de Carlo, L. Gómez-Pujol, J.P. Beltran, A. Orfila , y J. Tintoré <sup>7</sup> Cartografía automática y análisis de la distribución de bermas vegetales de <i>Posidonia oceanica</i> a partir de imágenes de videomonitorización costera.	115
<b>M. Aranda, M., Puig, T. Plomaritis y J. Benavente</b> Comportamiento y evolución a corto-medio plazo de un sistema de cúspides costeras en una playa mesomareal, La Victoria (Cádiz, España).	119
C. Garcia-Lozano, J. Pintó y J. Danús i Estadella Retroceso de las dunas costeras en el litoral catalán a lo largo del último siglo.	123

# Técnicas y métodos para el estudio de las zonas costeras

<b>L. Talavera, L. del Río, J. Benavente, L. Barbero y J.A. López-Ramírez</b> Eficiencia de los drones en la evaluación de cambios costeros: primeros resultados en la playa de Camposoto (San Fernando, SO de España).	127
L. del Río, J.B. Montes, T.A. Plomaritis, A.B.M. Martinelli y J. Benavente Aplicación de modelos empíricos para el análisis de la inundación por temporales en playas con diferentes regímenes de marea y oleaje	131
J. Lorenzo-Lacruz, G.X. Pons y M. Mir-Gual Mapeo semi-automatizado de campos de dunas mediante tecnología LIDAR: aplicación en el sistema dunar de Sa Canova de Artá (Mallorca).	135
<b>G. Flor-Blanco, L. M. Díaz-Díaz, L. Pando y J. López Peláez</b> Implementación de una base de datos SIG en el estudio de la evolución morfosedimentaria de un estuario antropizado (Avilés, NO España)	139
A. Gómez-Pazo y A. Pérez-Alberti Evaluación inicial del uso de sensores RFID para la monitorización de la dinámica geomorfológica de una playa de bloques. (Oia, Galicia)	143
J.I. Álvarez Francoso, J. Ojeda Zújar, P. Díaz Cuevas, A. Prieto Campos y J.P. Pérez Álcántara Difusión web de tasas de erosión en las playas de Andalucía: geovisores web para la exploración de datos	147
A. Mejuto Fernández , A. Rodríguez Martínez y A. Pérez Alberti Cambios ambientales en la línea de costa mediante fotografía aérea en la ría de Muros y Noia (Galicia, NO de la Península Ibérica)	151
P. Fraile-Jurado, R. Ribeiro, y E. Ariza-Solé Incremento de la longitud de las series temporales de los satélites altimétricos mediante técnicas de interpolación en la costa mediterránea peninsular.	155
C. Cabezas-Rabadán y J.E. Pardo-Pascual Monitorizando la anchura de las playas mediante imágenes Landsat 8 en costas micromareales mediterráneas	159
Gestión litoral	
<b>M. Aranda, F.J. Gracia y A. Pérez-Alberti</b> Combinación de criterios geomorfológicos y ecológicos para la clasificación de los tipos de hábitats costeros españoles.	163
<b>C. Garriga-Sintes , J. Á. Martín-Prieto, F. X. Roig-Munar y A. Rodríguez-Perea</b> Reactivación del sistema dunar de Tirant, N de Menorca, asociada a la falta de gestión y extracciones de áridos	167
J. A. Martín-Prieto, F. X. Roig-Munar y A. Rodríguez-Perea Evolución del sistema playa-duna de s'Amarador (SE de Mallorca) mediante el uso de trampas de retención sedimentaria	171
F. X. Roig-Munar, J. Pintó, J. A. Martín-Prieto, S. Ramos y C. Garcia-Lozano Análisis de la evolución del sistema dunar de la Platera (Costa Brava, Catalunya) mediante el uso de variables geomorfológicas y de gestión.	175
A. Calafat, S. Vírseda, R. Lovera, J. R. Lucena, C. Bladé, L. Rivero y J. M. Ninot Resiliencia en sistemas dunares litorales altamente antropizados: la restauración del sistema dunar de la playa del Remolar (Viladecans, Barcelona)	179
<b>F. Asensio-Montesinos, G. Anfuso y H. Corbí</b> Evaluación paisajística de las playas de Alicante (Mediterráneo occidental) mediante parámetros físicos y antropogénicos: implicaciones para la gestión	183

<b>M. Tejada Tejada, E. Carol, G. Borzi y C. Tanjal</b> Gestión costera, una solución que no siempre llega a tiempo. Estudio de caso en la costa de Mar del Tuyú, Buenos Aires, Argentina.						
<b>E. Pérez-Hernández y L. Hernández-Calvento</b> Identificación y reconstrucción de características de tramos perdidos del litoral de Las Palmas de Gran Canaria (islas Canarias)	191					
P. Balaguer, D. March, B. Frontera, G. Vizoso, M. Ruiz y J. Tintoré Sensibilidad Ambiental de la Línea de Costa (SALC), una tarea en continua revisión	195					
N. Ferrer-Valero, L. Hernández-Calvento y A.I. Hernández-Cordero Evolución costera y diversidad geomorfológica en archipiélagos de punto caliente. El caso de las islas Canarias.	199					
<b>Riesgos litorales</b>						
J. Benavente, G. Peralta, E.P. Morris, I. Möller, D. van der Wal, A. Stanica y M. B. de Vries MI-SAFE: Conociendo el papel de la vegetación costera en los riesgos de inundación.	203					
<b>G. Flor-Blanco, J. Alcántara-Carrió, G. Flor, G y C. Flores-Soriano, L. Pando</b> Alteraciones en la costa asturiana debido a los eventos catastróficos de oleaje de 2014	207					
<b>E. Guisado-Pintado y P. Fraile-Jurado</b> Probability estimation of changes in the wave propagation parameters as a consequence of sea level rise in the Andalusian Atlantic coast.	211					
A. L. Vázquez-Rodríguez Inundaciones en la costa Atlántica y en la costa Mediterránea, dos entornos diferentes, un problema en común. Estudio comparativo.	215					
<b>Th. A. Plomaritis, S. Costas and Ó. Ferreira</b> Hotspot identification for extreme events in a barrier island system. The case of Ria Formosa (South Portugal).	219					
Cambio global y ascenso del nivel del mar						
F. X. Roig-Munar, J. A. Martín-Prieto, J, A. Rodríguez-Perea, B. Gelabert. y J. M. Vilaplana Presencia de bloques de tsunamis en los acantilados de Punta Gavina (Formentera)	223					
J. Lario, T. Bardají, C. Spencer y A. Marchante Eventos de oleaje extremo en la costa del sur peninsular: bloques y megabloques como indicadores de tsunamis o tormentas extremas	227					
<b>E. Roca y M. Villares</b> La perspectiva del usuario en los proyectos de adaptación al cambio climático en costas bajas arenosas	231					
<b>E. Guisado-Pintado, JM. Camarillo y J. Ojeda.</b> Identificación y análisis de eventos marítimos de alta energía como variables explicativas de procesos erosivos costeros a escala regional.	235					
Impactos antrópicos en zonas costeras						
<b>M. Sedrati y J.A. Morales</b> Efecto de los espigones transversales en la dinámica de las playas disipativas con barras: Ejemplo de Matalascañas, Huelva.	239					
A. Prieto, M.P. Díaz, J. Ojeda y J.I. Álvarez Tasas de erosión en las playas de Andalucía: el efecto de infraestructuras costeras longitudinales y urbanización.	243					
N. Marrero, I. Montoya e I. Alonso Evolución de la línea de costa de Tazacorte entre 1964 y 2015 (La Palma, Islas Canarias).	247					

<b>J. L. del Río y G. Malvárez</b> La acumulación de sedimentos en los embalses. Gestión e impacto en la evolución geomorfológica costera: el caso del embalse de La Concepción en Marbella, Costa del Sol					
<b>J. I. Álvarez-Francoso, P. Fraile-Jurado, y J. Ojeda-Zújar</b> Cartografía de la probabilidad de inundación como consecuencia de la subida del nivel medio del mar en Punta Umbría, Huelva.					
<b>C. Peña-Alonso, L. Hernández-Calvento, E. Pérez-Chacón Espino y J. Mangas-Viñuela</b> Relación entre los impactos antrópicos, el valor de la geodiversidad y la protección ambiental de las playas. El caso de la isla de Gran Canaria (España).					
L. García-Romero, A. I. Hernández-Cordero, I. Delgado-Fernández,, P.A. Hesp y L. Hernández-	263				
Calvento Evolución reciente de geoformas erosivas inducidas por impacto urbano-turístico en el interior de un sistema de dunas transgresivo árido (Maspalomas, islas Canarias).					
<b>M. Rey-Romero y P. Fraile-Jurado</b> Propuesta urbanística de ordenación a escala municipal para la mitigación de los procesos de erosión y subida del nivel medio del mar.	267				
Formas y procesos eólicos costeros					
<b>J.A. Morales, P. Silva-Feria, I. Vallejo y A. Rodríguez-Ramírez</b> Estructura interna de los cordones frontales de dunas eólicas en la flecha litoral de Doñana mediante el uso del georradar.	271				
<b>Q. Guerrero y J. Guillén</b> Sediment transport above shoreface-connected sand ridges	275				
<b>G. Malvárez, F. Navas, E. Guisado-Pintado y D.W.T. Jackson</b> Investigations on the origin, evolution and geomorphological significance of the Las Chapas/Cabopino dunes as an Atlantic/Mediterranean hybrid coastal dune system in Marbella, Málaga.	279				
Geomorfología de estuarios, rías y deltas					
<b>G. Flor, G. Flor-Blanco y M<sup>a</sup> Rey Ruanova</b> Compartimentación morfosedimentaria de la costa de Asturias (NO de España)	283				
I. Rodríguez-Santalla, M. J. Sánchez, I. Montoya-Montes, D. Gómez, T. Martín, S. Martín, E. Barria, J. Sanray, J. Crasia	287				
Comparación de la dinámica dunar entre las formaciones situadas en los hemideltas norte y sur del río Ebro					
Geomorfología de costas rocosas					
M. Pappalardo y R. Blanco-Chao Abrasion effectivity in rock coast potholes.	291				
Geomorfología marina y plataforma litoral					
<b>J. Mangas, J. F. Casado, E. Pérez-Chacón, L. García-Romero y I. Menéndez</b> Análisis de procedencia de las arenas submareales en la isla La Graciosa (Islas Canarias): interrelaciones de sedimentos detríticos entre zonas sumergidas y emergidas de sistemas playa-duna	295				
S. Costas, Ó. Ferreira, T. A. Plomaritis y E. Leorri Reconstructing sea-level trends from Holocene coastal barrier stratigraphy.	299				
S. Costas, L. Bon de Sousa, T.A. Plomaritis, D. A. Pliatsika and O. Ferreira Aeolian sediment transport enhanced by storms and human pressure at coarse sandy barrier islands.	301				

L.M. Fernández-Salas, P. Lozano, R.F. Sánchez-Leal, J.T. Vázquez, O. Sánchez-Guillamón, D. Palomino, N. López-González y Y. Vila	307
Ondas sedimentarias relacionadas con canales contorníticos en el talud medio del golfo de Cádiz	
<b>R. Durán, J. Guillén y A. Muñoz</b> Sorted bedforms developed on the north Catalan inner shelf	311
<b>P. Bilbao, A. Olivares, E. Iriarte, I. Álvarez y A. Aranburu</b> Estudio geomorfológico de la plataforma continental del País Vasco mediante la utilización de información batimétrica de cartas náuticas.	315
P. Bilbao, A. Olivares, I. Galparsoro, M. del Val, M. Arriolabengoa, E. Iriarte, I. Yusta, I. Álvarez	319
y A. Aranburu Identificación y cartografiado de rasas potenciales en la plataforma continental frente al País Vasco	
<ul> <li>J. M. Jódar</li> <li>Caracterización morfo-fisiografia del complejo de bajos rocosos Galera-Diamante en la bahía de Cádiz,</li> <li>SO España.</li> </ul>	323
<b>J. M. Jódar</b> Distribución de formas de fondo a lo largo de la canal principal de acceso al puerto de Cádiz (bahía de Cádiz, SO España).	327
M.J. Sánchez, R. Quartao, I. Alonso, I. Montoya-Montes, M. Casamayor y S. Rodríguez Rasgos morfológicos del margen insular de la isla de Gran Canaria	331
I. Montoya-Montes, I. Alonso, M.J. Sánchez, N. Marrero, M. Casamayor y S. Rodríguez Patrones de distribución del sedimento superficial en la plataforma insular de Gran Canaria (España)	335
I. Alonso, E. Suárez-González, N. Marrero, I. Montoya-Montes, M. J. Sánchez, M. Casamayor y S. Rodríguez	339
Evaluación de la caracterización visual de sedimentos marinos	
A. Fontán-Bouzas, P.Baptista P. A. Silva, L. Tubarao, C. Ferreira, J.Alcántara-Carrió, J. Barbosa y C. Bernardes	343

Nearshore Morphodynamics of Poço da Cruz - Mira coastal stretch (NW Portugal) during the winter 2016/2017

# Implicaciones geomorfológicas del registro sedimentario pleistoceno de la costa oriental de la isla de Eivissa (Mediterráneo occidental).

## Geomorphological implications of the Pleistocene coastal sedimentary record of Eastern Eivissa Island (Western Mediterranean).

# L. del Valle<sup>1</sup>, F. Pomar<sup>1</sup>, J.J. Fornós<sup>1</sup>, L. Gómez-Pujol<sup>2</sup>, V. Anechitei-Deacu<sup>3, 4</sup> y A. Timar Gabor<sup>3, 4</sup>

1 Grup de Ciències de la Terra (Geologia i Paleontologia "Guillem Colom"). Dpt. de Biologia, Universitat de les Illes Balears. Palma (Mallorca). email: lauradelvalle.geo@gmail.com.

2 SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and forescasting System Parc Bit, Ctra. De Valledemossa Km 7,4. 07122 Palma (Mallorca).

3 Faculty of Environmental Science and Engineering, Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca, Romania.

4 Interdisciplinary Research Institute on Bio-Nano-Science of Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca.

Resumen: El constante cambio de la línea de costa se ve reflejado en las formas de la zona litoral asociadas a los procesos geomorfológicos que tienen lugar en ésta. Un condicionante importante de estos procesos, es la variabilidad climática que lleva aparejadas importantes fluctuaciones glacioeustáticas. Esta oscilación del nivel del mar se traduce en una diferente configuración y extensión de las tierras emergidas que genera cambios en el nivel de base, espacio de acomodación y disponibilidad de sedimento de los procesos geomorfológicos que operan en las costas. El estudio de los depósitos aluviales-coluviales y eólicos en estos ambientes costeros resulta un buen indicador de los cambios geomorfológicos que tuvieron lugar durante el Pleistoceno, siendo posible analizar la evolución geomorfológica a través de la interrelación entre dichos depósitos. Se han observado depósitos eólicos pleistocenos intercalados con depósitos coluviales y paleosuelos, de manera discontinua a lo largo de 5 km en la costa oriental de Eivissa (Talamanca, Cala Roja, Cap Martinet, Raconet de s'Amarador y Punta de s'Estanyol) ocupando una extensión de unos 5,3 km<sup>2</sup>. En el presente trabajo se presenta la descripción sedimentológica y estratigráfica de depósitos de calcarenitas, brechas y facies limosas, que permiten describir ocho facies sedimentarias y que caracterizan la sedimentación eólica y coluvial, además de la formación de paleosuelos. Las dataciones por luminiscencia (OSL) de los niveles eólicos sitúan estos depósitos en el Pleistoceno medio. Su análisis sedimentológico y cronológico ha permitido reconstruir la sucesión de los diferentes ambientes costeros de la parte oriental de Eivissa y analizar la evolución del paisaje geomorfológico, controlado por las fluctuaciones climáticas y eustáticas acontecidas desde el estadio isotópico MIS 12 al MIS 10.

Palabras clave: Pleistoceno, Eivissa, eolianitas, evolución geomorfológica, OSL.

Abstract: The constant change of the coastline is reflected in the forms of the coastal zones associated with the geomorphological processes that take place in them. An important factor influencing these processes is the climatic variability which leads to important glacial-eustatic fluctuations of the sea level. This sea level oscillation translates into a different configuration and extension of the emerged lands that generates changes in the base level, accommodation space and sediment availability of the geomorphological processes that operate in the coasts. The study of colluvial and aeolian deposits in the coastal environments is a useful indicator of geomorphological changes that occurred during the Pleistocene. In this way it is also possible to analyze the coastal geomorphological evolution. Pleistocene aeolian deposits interbedded with coluvial deposits and paleosols have been observed patchily along 5 km in the Eastern coast of Eivissa Island (Talamanca, Cala Roja, Cap Martinet, Raconet de s'Amarador y Punta de s'Estanyol) covering an area of approximately 5.3 km<sup>2</sup>. In this study we present a sedimentological and stratigraphic description of carbonate sandstone, breccias deposits and silty facies, which allow to describe eight major sedimentary facies, and that characterize the aeolian and colluvial sedimentation, as well as the formation of paleosols. OSL dating of aeolian levels indicate that their deposition took place in the Middle Pleistocene. The sedimentological and chronological analysis of these deposits has allowed to reconstruct the succession of the different coastal environments of the Eastern part of Eivissa Island and analyze the evolution of geomorphic landscape, controlled by climatic and eustatic fluctuations from the isotopic stage MIS 12 to MIS 10.

Key words: Pleistocene, Eivissa, aeolianites, Geomorphological evolution, OSL.

#### INTRODUCCIÓN

Las sucesiones sedimentarias del Pleistoceno que se caracterizan por la alternancia entre depósitos eólicos,

depósitos coluviales y paleosuelos (Mckee y Ward, 1983) son un buen indicador de la variabilidad de los procesos deposicionales y por lo tanto, de los cambios geomorfológicos. Estos procesos representan cambios en la sedimentación dando como resultado la formación sucesiva de diferentes depósitos que adquieren una compleja arquitectura. Representan un excepcional registro paleoclimático, y mantienen una estrecha vinculación con las fluctuaciones glacioeustáticas acaecidas durante el Cuaternario (Brooke, 2001).

Los depósitos Pleistocenos de la isla de Eivissa han sido estudiados con carácter general por diferentes autores (Henningsen et al., 1981; Rangheard, 1972 y Servera, 1997), quienes ya apuntaban la presencia de importantes depósitos pleistocenos que registraban destacados períodos de sedimentación eólica y coluvial.

El presente trabajo aborda la descripción sedimentológica y estratigráfica detallada de cinco afloramientos de la costa oriental de la isla de Eivissa. Además, se realiza una aproximación a la evolución geomorfológica y paleoambiental de dicho tramo de costa, que ha sido controlada por las variaciones glacio-eustáticas durante el Pleistoceno medio.

#### ÁREA DE ESTUDIO Y MÉTODO

El área de estudio, localizada en la costa oriental de la isla de Eivissa (Fig. 1), está compuesta por cinco afloramientos (Talamanca, Cala Roja, Cap Martinet, Raconet de s'Amarador y Punta de s'Estanyol), que se caracterizan por estar compuestos por formaciones de depósitos eólicos con intercalaciones de depósitos coluviales y paleosuelos. Estos depósitos están presentes de manera discontinua a lo largo de 5 km lineales de costa, ocupando una extensión aproximada de 5,3 km<sup>2</sup> y de 2 km hacia el interior.



FIGURA 1. Localización del área de estudio con la distribución de los depósitos pleistocenos.

Se ha realizado un análisis sedimentológico y estratigráfico a partir del levantamiento de columnas estratigráficas, así como observaciones de las características texturales y de composición del sedimento. En cada una de las columnas estratigráficas se han tomado muestras de los niveles más representativos, cuyo análisis sedimentológico ha permitido clasificar los niveles en distintas facies. Además, se han podido datar dos niveles de eolianitas mediante la técnica de luminiscencia (OSL) en el Laboratory Luminiscence Dating and Dosimetry de la Universidad Babeş-Bolyai de Cluj-Napoca (Rumania).

#### RESULTADOS

A partir de las características texturales y de composición de los depósitos sedimentarios estudiados, se han podido diferenciar cuatro facies sedimentarias que se han agrupado en dos asociaciones de facies (facies eólicas y facies coluviales) y dos niveles de paleosuelos.

#### Facies eólicas

Facies (*Sht*): areniscas compuestas por arenas bioclásticas finas (125 - 250  $\mu$ m) que se alternan con pasadas de arenas medias (250 - 500  $\mu$ m). Presenta un color marrón pálido HUE 10YR 8/2 y estructura cruzada formando capas de 1 a 2 m de potencia. El grado de cementación es bajo. Las láminas internas de 1 a 1,5 cm de potencia se ven parcialmente alteradas por bioturbaciones (concreciones de raíces de 1 a 4 cm de diámetro y de 0,20 a 0,5 cm de altura). El contenido en carbonatos en las arenas es superior al 80%.

Facies (Shu): areniscas carbonatadas, constituidas por arenas bioclásticas finas (125 - 250 µm) que alternan con pasadas de arenas medias (250 - 500 µm). Presenta un color marrón pálido HUE 10YR 8/2 y estructura cruzada de bajo ángulo (5 - 10°) formando capas de 1 a 1,5 m de potencia. Esta facies está altamente bioturbada en la parte superior, con rizoconcreciones cementadas por calcita. La composición de las arenas es mayoritariamente carbonatada con un 82%, con cantidades menores de cuarzo (10%).

Facies (*Sel*): areniscas carbonatadas formadas por arenas bioclásticas medias ( $250 - 500 \mu m$ ) con pasadas de arenas gruesas ( $500 - 1000 \mu m$ ). Presenta un color marrón pálido HUE 10YR 8/2 y geometría tabular formando capas de 30 cm de potencia. Está altamente bioturbada con rizoconcreciones de 0,5 a 5 cm de diámetro y de 0,10 a 0,50 cm de altura. La composición de las arenas es mayoritariamente carbonatada con un 80%, donde el mineral predominante es la calcita con un 78% de media.

#### Facies coluviales

Facies (*Cmc*): se trata de una brecha heterométrica (2 a 15 cm) con abundante matriz limo-arcillosa, en forma de canales de 7 a 10 cm de altura y de 2 a 6 m de ancho. La matriz presenta un color rojo amarillento

HUE 7,5YR 7/6. Los clastos están imbricados hacia el SE.

#### Paleosuelos

Se han observado dos paleosuelos diferentes. Por una parte se encuentran niveles formados por arcillas y limos de color rojo HUE 10YR 6/6 que varía a rojo amarillento HUE 7,5YR 6/6, de 0,20 a 1 m de potencia con niveles de óxido de hierro, nódulos de magnesio alternando con niveles de clastos angulares de 1 a 10 cm, imbricados hacia el E-SE. La matriz presenta una acusada plasticidad. La composición mineralógica es principalmente silícea, con la presencia de minerales de cuarzo, feldespatos, caolinita, etc. La presencia de carbonatos es moderada.

Por otra parte, se observan niveles de 20 cm a 1,5 m compuestos por limos de color marrón pálido HUE 10YR 8/4 con niveles arenosos. Presentan concreciones de raíces de 1 a 2 mm de diámetro y 5 cm de altura y clastos angulares heterométricos originarios del basamento y orientados siguiendo la pendiente hacia el E-SE.



FIGURA 2. Localización del área de estudio con la distribución de los depósitos pleistocenos.

#### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La arquitectura estratigráfica de los depósitos pleistocenos de la costa oriental de la isla de Eivissa está caracterizada por la superposición de diversos niveles de facies que permiten reconstruir la evolución geomorfológica y ambiental de este tramo de costa. La sucesión de las facies descritas indica la alternancia de ambientes áridos representados por depósitos eólicos y ambientes más húmedos representados por depósitos coluviales, manifestando la sucesión de importantes cambios en los procesos deposicionales (Fig. 2).

El Pleistoceno se caracteriza por la sucesión de períodos cálidos y fríos que se relacionan con cambios del nivel del mar. Los períodos de clima árido y frío coinciden con niveles marinos bajos, mientras que los períodos de clima cálido y húmedo coinciden con niveles marinos iguales o más elevados que el actual (Rose et al., 1999; Zazo, 1999). Por otra parte, los períodos de clima frío han provocado la exposición de grandes superficies arenosas sobre la plataforma debido al descenso del nivel marino facilitando el transporte eólico en dirección hacia la costa (Andreucci et al., 2009; Fornós et al., 2009).

Muestra	Afloramiento	Dose,	(n)	Dose/rate	Edad,
		Gy		Gy/ka	ka
M#60#	S'Estanyol	216±21	6	$0,52{\pm}0,01$	414±48
M#63#	S'Estanyol	185±16	6	$0,\!48\pm\!0,\!01$	387±43
TABLA I. Dataciones mediante luminiscencia de los niveles de					

eolianitas presentes en el área de estudio.

La sucesión de facies descritas en este trabajo, así como las dataciones realizadas en dos niveles eólicos, ponen de manifiesto que la costa oriental de Eivissa se caracterizó por una evolución del relieve costero controlado por al menos tres períodos de clima fríio (Tabla I). En la figura 3 se presenta un modelo de reconstrucción de la acumulación eólica en la costa oriental a partir del estadio isotópico MIS 12. La morfología vertical ha permitido diferenciar tres elementos arquitecturales, rampas de arena (0,5 - 1 m de potencia), dunas remontantes (1 - 2 m de potencia) y dunas descendentes (1 - 1,5 m de potencia). Éstas se interdigitan y superponen a medida que avanzan hacia tierra, aprovechando las pendientes más suaves y las depresiones del basamento, mostrando un sentido de migración hacia el W-NW, sugiriendo un paleoviento procedente del SE.



FIGURA 3. Modelo evolutivo en 3D de los ambientes deposicionales de la costa oriental de Eivissa, con la indicación de la dirección predominante del viento en cada época, del MIS 12 al MIS 10.

La primera acumulación eólica en la costa oriental de la isla de Eivissa se data en  $414 \pm 48$  ka, por lo tanto corresponde al MIS 12. Durante esta época glacial el nivel marino presenta una tendencia al descenso, con rápidas fluctuaciones climáticas. Este hecho queda registrado en los depósitos de la costa oriental ibicenca, de manera que podemos observar la intercalación de niveles de paleosuelos, depósitos coluviales -ocasionados por intensas precipitaciones que provocan la erosión y la acumulación de los sedimentos presentes en la cuencas- y de depósitos eólicos representados por rampas de arena de poca potencia (Fig. 3 A). Durante la transición del MIS 12 al MIS 11, el nivel del mar fue en ascenso, llegando a cotas semejantes a las actuales (Zazo, 1999; Waelbroeck et al., 2002).

El descenso del nivel marino hasta los -115 m en el MIS 10 con la consecuente exposición de la llanura arenosa de la plataforma marina, favoreció la formación de dunas remontantes ( $387 \pm 43$  ka) que migraron hacia el interior del continente aprovechando las depresiones (Fig. 3 B). Estas dunas escalaron el relieve y sobrepasaron las cotas más altas de éste en sentido W-NW, para evolucionar a dunas descendentes.

A partir del MIS 9, el clima empezó a calentarse y el nivel del mar llegó a cotas similares a las actuales. Durante este período cálido, se produjeron dos picos regresivos a lo largo de los cuales el nivel del mar bajó hasta los -50 m / -75 m (Waelbroeck et al., 2002). Se han identificado depósitos correspondientes al estadio MIS 9 en la parte superior de este afloramiento a partir de dataciones relativas. Dichos depósitos están compuestos por dunas remontantes de gran potencia con la presencia de costras calcáreas. Los paleosuelos presentes sobre estos depósitos eólicos, seguramente corresponden a un pico transgresivo del MIS 9, donde el aumento de las temperaturas (y la humedad) favoreció su formación.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado del proyecto de investigación CGL2010-18616, y MINECO CGL 2013-48441-P, financiado por la Conselleria d'Educació, Cultura i Universitats del Govern Balear y cofinanciado por el Fondo Social Europeo. Se agradece también la ayuda de Jaume Crespí en la campaña de campo.

#### REFERENCIAS

- Andreucci, S. Clemensen, L.B, Murray, A. y Pascucci, V. (2009): Middle Late Pleistocene coastal deposits of Alghero, northwestern Sardinia (Italy): chronology and evolution. *Quaternary International*, 222: 3-16.
- Brooke, B. (2001): The distribution of carbonate eolianite. *Earth-Science Reviews*, 55:135-164.
- Fornós, J.J., Clemensen, L.B., Gómez-Pujol, L. y Murray, A.S. (2009): Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, Western Mediterranean: a luminescence chronology. *Quaternary Science Reviews*, 28: 2697-2709.
- Heningsen, D., Kelletat, D. y Hagn, H. (1981): Die quartären Äolianite von Ibiza und Formentera (Balearen, Mittelmeer) un ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Inseln. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 31:109-133.
- McKee, E. y Ward, W. (1983): Eolian Environment. In: Carbonate Depositional Environments (P.A., SCholler, G.M., Bebout, C.M., Moore. eds). Memories of the American Association of Petrology and Geology, 33: 132-170.
- Rangheard, Y. (1972): Étude géologique de îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). PhD Thesis. Instituto Geológico y Minero de España, 340 pp.
- Rose, J., Meng. X. y Watson, C. (1999): River activity in small catchments over the last 140 ka, North-east Mallorca, Spain. En: *Fluvial Processes and Environmental Change* (A.G., Brown y T.A., Quine, eds). John Wiley and Sons, 91-102.
- Servera, J. (1997): *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. 904 pp.
- Waelbroeck, C., Laboyrie, L., Michael, E., Duplessy, J.C., McMannus, J.F., Lambeck, K., Balhon, E. y Labracherie, M. (2002): Sea-level and deep water temperatura change derived from the benthic foraminifera isotopic records; *Quaternary science Reviews*, 21: 295-305.Zazo, C. (1999). Interglacial sea levels. *Quaternary International*, 55: 101-113.

# Estructuras de deformación de la secuencia sedimentaria pleistocena costera de Es Codolar (Eivissa, Mediterráneo occidental).

# Deformation structures on the Pleistocene coastal sedimentary succession of Es Codolar (Eivissa, Western Mediterranean).

#### L. del Valle<sup>1</sup>, F. Pomar<sup>1</sup>, J.J. Fornós<sup>1</sup> y L. Gómez-Pujol<sup>2</sup>

Grup de Ciències de la Terra (Geologia i Paleontologia "Guillem Colom"). Dpt. de Biologia, Universitat de les Illes Balears. Palma (Mallorca).e-mail: lauradelvalle.geo@gmail.com.
 SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and forescasting System Parc Bit, Ctra. De Valledemossa Km 7,4. 07122 Palma (Mallorca).

**Resumen:** Las estructuras sedimentarias de deformación se originan por procesos no tectónicos postsedimentarios. Estas se relacionan con los cambios en la resistencia del cizallamiento sobretodo en sedimentos no consolidados y saturados en agua. Su génesis suele deberse a la acción de movimientos ocasionados por la gravedad -carga litostática del paquete sedimentario, deslizamiento-, por cambios en el nivel freático o la acción de terremotos que pueden producir licuefacción, fluidificación, etc. El resultado son repliegues, fracturas, brechificación o inyección, que producen la deformación han sido estudiadas en sedimentos del registro sedimentario más antiguo, pero también en sedimentos pleistocenos que presentan una gran variedad de estructuras sedimentarias en ambientes tan diversos como los costeros, los continentales, los volcánicos o los periglaciales. En el presente trabajo, se analizan las facies y las estructuras de deformación presentes en la secuencia sedimentaria pleistocena de Es Codolar; para ello se han considerado tanto los mecanismos como los agentes que han intervenido en su formación. En el área de estudio se observan capas de eolianitas con múltiples deformaciones de la laminación –estructuras de inyección, estructuras *water-escape*, rizoconcreciones y estructuras de carga-, expuestas en un acantilado litoral a lo largo de unos 400 m. Estas estructuras de deformación han sido el resultado de la compleja combinación de diversos mecanismos de formación, como gradientes de densidad inversa, licuefacción o sobrecarga.

Palabras clave: Eivissa, estructuras de deformación, Pleistoceno, eolianitas.

Abstract: Soft-sediment deformation structures are generated by non-tectonic post-sedimentary processes. These structures are related to changes in shear strength, especially in unconsolidated and water-saturated sediments. Their genesis is usually due to the action of movements caused by gravity – lithostatic charge of the sedimentary package and landslides-, by changes in water table or the action of earthquakes that may produce liquefaction, fluidification, etc. The resulting structures are folds, fractures, breccias or injection, which cause the partial or total deformation and/or obliterating of the lamination. Several deformation structures have been studied in older sediments, but also in Pleistocene sediments that represent different sedimentary environments as coastal, continental, volcanic or periglacial. In this study, we analyze the facies and the deformation and agents have been discussed. At the study area aeolianites levels have been observed with multiple deformed laminae such as injection structures, water-scape structures, rizoconcretions and load casts structures, exposed on a coastal cliff along 400m of coastal section. These deformation structures are the result of the complex combination of different formation mechanisms, such as reverse density, liquefaction or overload gradients.

Key words: Eivissa, deformation structures, Pleistocene, aeolianites.

#### INTRODUCCIÓN

La licuefacción y la fluidificación son los principales agentes de formación de estructuras de deformación (ED) en sedimentos saturados en agua y poco consolidados (Moretti, 2000). Ahora bien, según Owen (1987), para que se dé un proceso de deformación tiene que haber un mecanismo de deformación que permita que el material se deforme, una fuerza motriz que provoque la deformación, en la mayoría de los casos, un agente desencadenante que inicia el mecanismo de deformación y la fuerza de accionamiento.

El origen de las deformaciones también se debe a las características internas de los paquetes sedimentarios y a los procesos que les afectan tales como los efectos por carga, escapes de fluidos y presiones dirigidas. Como origen de estos procesos se señalan; la presión litostática, las olas de tormentas, las fluctuaciones del nivel marino y cambios en el nivel freático (Schillizzi et al., 2010).

La isla de Eivissa cuenta con uno de los registros sedimentarios pleistocenos más extenso de las Baleares, con importantes secuencias de depósitos eólicos con intercalaciones de depósitos coluviales y paleosuelos (Del Valle, 2016). Los depósitos pleistocenos ibicencos contienen una gran variedad de estructuras sedimentarias, sobre todo en los niveles eólicos, a diferentes niveles de escala. En este sentido, en la secuencia sedimentaria de Es Codolar se identificaron las primeras evidencias de ED dentro de sedimentos pleistocenos de las Islas Baleares. Por todo ello, el presente trabajo realiza la descripción e interpretación de las ED dentro de la secuencia sedimentaria pleistocena de Es Codolar, considerando además, cuales habrían sido los mecanismos y los agentes que han podido inducir su formación.

#### ÁREA DE ESTUDIO Y MÉTODO

El afloramiento de Es Codolar se localiza al sur de la isla de Eivissa (Fig.1). En esta zona es posible observar cuatro niveles de depósitos eólicos superpuestos, en los cuales se han identificado tres tipos de ED. Estos depósitos están intercalados con depósitos coluviales y paleosuelos expuestos a lo largo de unos 400 m y 2,5 km hacia el interior bordeando el Puig Falcó (136 m) y el Puig de Can Batlles (108 m). En líneas generales, la arquitectura de los cuerpos sedimentarios está controlada por la topografía del basamento.



FIGURA 1. Localización del área de estudio con la distribución de los depósitos pleistocenos y la sección de estudio.

Para llevar a cabo este trabajo, se ha realizado primero un análisis sedimentológico y estratigráfico mediante la realización de un corte estratigráfico para identificar las principales unidades, así como observaciones de las características texturales y de composición del sedimento. Adicionalmente, se han tomado muestras de los niveles más representativos, cuyo análisis sedimentológico ha permitido clasificar los niveles en distintas facies. A continuación, a partir del análisis sedimentológico se han identificado las principales ED y se han clasificado según su proceso genético (Schillizzi et al., 2010). Los criterios que se han seguido para clasificar las ED han sido: delimitación de las deformaciones entre niveles estratigráficos; continuidad lateral de las ED; confinamiento entre estratos no deformados y por último su asociación litológica.

Las clasificaciones de las ED se suelen establecer a partir de sistematizaciones genéticas, como la geometría de las deformaciones, observaciones de campo y las reconstrucciones de laboratorio. Para este estudio se reconocieron las siguientes características: delimitación de las deformaciones entre niveles estratigráficos; continuidad lateral de las ED; confinamiento entre estratos no deformados y por último su asociación litológica.

#### RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados en dos subapartados. En el primero se describen de manera sintética los principales resultados del análisis sedimentológico y estratigráfico, y en el segundo las estructuras de deformación más características de la secuencia de Es Codolar.

#### Sedimentología

A partir de las características texturales y de composición de los materiales presentes en Es Codolar se han podido diferenciar cinco facies sedimentarias principales agrupadas en dos ambientes sedimentarios y dos paleosuelos.

#### Facies eólicas

Areniscas en capas de 0,50 a 3 m de potencia compuestas por arenas bioclásticas con un tamaño de grano de fino a medio, bien clasificadas y color marrón pálido. Estas capas suelen presentar una laminación interna de 1 a 3 cm de potencia, parcialmente alterada por rizoconcreciones, de las cuales la mayoría solo queda el molde de 0,50 a 5 cm de diámetro y de 0,10 a 1 m de altura. La composición mineralógica está dominada por calcita.

#### Facies coluviales

Brechas heterométricas de clastos angulosos, con una matriz limo-arcillosa, de color rojizo que varía a marrón pálido. De 0,30 a 1,5 m de potencia. Generalmente presenta un aspecto masivo pero localmente puede cambiar a estratificación horizontal y estructuras de canal.

#### Paleosuelos

Se han observado dos paleosuelos diferentes, por una parte encontramos niveles formados por arcillas y limos de color rojizo de 20 a 40 cm de potencia con niveles de óxido de hierro de textura muy plástica. La presencia de cuarzo es elevada con porcentajes moderados de calcita. Por otra parte, se observan niveles de 0,30 a 1,5 m de potencia compuestos por limos y arenas de estructura masiva y color marrón pálido. El análisis mineralógico indica una predominancia de calcita. En general se observan tres secuencias repetidas. Cada una de estas está compuesta de abajo hacia arriba por costras calcáreas, paleosuelo i/o coluvial, duna y paleosuelo. Además, se observa como el paleosuelo infrayacente colmata los moldes de las rizoconcreciones del nivel arenoso suprayacente, en todas las secuencias.

#### Estructuras de deformación

En el afloramiento de Es Codolar se han reconocido dos tipos diferentes de estructuras de deformación en los depósitos pleistocenos; estructuras de pequeña escala y de gran escala, que se describen a continuación:



FIGURA 2. A) y B) Estructuras de inyección observadas en las areniscas. C) Estructuras de escape de fluidos observadas en los depósitos eólicos y D) Detalle de las estructuras de gran escala, representados por moldes de carga.

#### Estructuras de pequeña escala

Las estructuras de pequeña escala están representadas por estructuras de inyección y escape de fluidos.

Las estructuras de inyección, están formadas por moldes de rizoconcreciones de 0,50 a 5 cm de diámetro y de 15 a 25 cm de potencia. Estas se encuentran colmatadas por el nivel limoso de color rojizo de la parte infrayacente. Presentan líneas de flujo poco marcadas. Contacto de base y techo irregular (Fig. 2 A y B). El análisis de la composición mineralógica realizada tanto a los paleosuelos infrayacentes como a los materiales que colmatan los vacíos de las eolianitas coinciden. Por el contrario no existe coincidencia con los niveles del paleosuelo suprayacente a los niveles arenosos – eolianitas-.

Otras veces las fracturas son de pequeño tamaño o las arenas están saturadas en agua. En este caso, lo que se produce son las estructuras de escape de fluidos - *water-scape-* (Fig. 2 C), donde la estratificación del nivel arenoso está parcialmente erosionada. Las estructuras resultantes presentan una potencia de 15 a 20 cm y de 3 a 25 cm de ancho, en forma de pequeño volcán. Contacto de base neto, el de techo irregular, con líneas de flujo ascendentes.

#### Estructura de gran escala

Las estructuras de gran escala en el afloramiento de Es Codolar están representadas por moldes de carga a gran escala, entre areniscas carbonatadas y arcillas. Su longitud está entre el intervalo de los 30 cm a los 50 cm de ancho y de los 20 cm a los 30 cm de altura. En general, se observan morfologías cóncavas y convexas bastante regulares a lo largo del afloramiento (Fig. 2 D).

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Las ED halladas en la costa de Es Codolar no están circunscriptas a un solo tipo de material, ya que se hallan en niveles arenosos y en otros casos en niveles limo-arcillosos. Siendo estos últimos originarios de un ambiente de interduna, caracterizado por variaciones granulométricas en un restringido espacio, bajo unas condiciones climáticas fluctuantes.

Las ED han sido el resultado de la compleja combinación de diversos mecanismos de conducción, principalmente gradientes de densidad inversa, de la deformación hidroplástica local durante el proceso de licuefacción-fluidificación y sobrecarga.

En el caso de las estructuras de inyección, se demuestra que se produjeron mucho después de la sedimentación de las arenas suprayacentes al nivel pedogenético deformado. La textura plástica que presenta este nivel limo-arcilloso, evidencia un comportamiento de fluido viscoso. El alto porcentaje de silicatos indica el lavado de los carbonatos, es decir que los sedimentos limo-arcillosos han sufrido un proceso de descarbonatazación. Este fenómeno ocurre cuando se disuelven los carbonatos por lixiviación de las aguas de percolación, que viene acompañada de elementos insolubles, formando las costras calcáreas. Estas son niveles impermeables que permiten la saturación posterior de los suelos suprayacentes.

Estas observaciones sugieren la hipótesis que en el momento de la deformación, el nivel pedogenético infrayacente estaba saturado, mientras que las arenas eólicas suprayacentes (con la misma susceptibilidad a la licuefacción) estaban secas. Por lo tanto, como consecuencia del aumento de la presión de carga se produjo el fenómeno de inclusión de los materiales plásticos inferiores dentro de los moldes de raíces, fracturas o vacíos del nivel superior, ayudado por la licuefacción del nivel pedogenético, es decir, que las rizoconcreciones actuaron como mecanismo disparador. En cambio, las estructuras de escape de fluidos presentes en las calcarenitas, seguramente se formaron en un momento climático húmedo, provocando la saturación tanto del paleosuelo infrayacente como del nivel arenoso, sumado a la baja cohesión de los sedimentos de este último y al aumento de la carga litostática, provocaría las ED resultantes.

Por otra parte, los moldes de carga a gran escala se formaron como respuesta a inestabilidades gravitacionales y están relacionadas con la licuefacción y con una drástica reducción de la resistencia al cizallamiento de los sedimentos (Mills, 1983; Owen, 1987; Moretti, 2000 y Koç Taşgin et al., 2011), debido a la rápida acumulación de las arenas encima de las arcillas saturadas (Jones y Omoto, 2000).

Las pruebas de los procesos de licuefacción, de la evidente sobrecarga, de la presencia de sedimentos eólicos no deformados o débilmente deformados que cubren los niveles limo-arcillosos, se pueden utilizar para excluir la acción de otros agentes desencadenantes conocidos, como los terremotos, porque des del Plioceno la isla de Eivissa se ha mantenido estable (Sàbat el al., 2011), y después de haber realizado el análisis de las principales características estructurales de la zona de estudio, no se ha detectado ninguna evidencia de movimientos tectónicos, pero si evidencias de las fluctuaciones del nivel marino.

Así pues, los diferentes análisis realizados a las estructuras de deformación presentes en los depósitos pleistocenos de Eivissa, demuestran que fueron producidos por presión de carga (presión litostática), licuefacción y/ fluidificación, gradientes de densidad inversa, ayudados por la inestabilidad de los paquetes sedimentarios, debido a la elevada pendiente del basamento presente en el área, y la poca cohesión de estos, al aumento del nivel freático o la humedad ambiental, consecuencia del aumento de las precipitaciones.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado del proyecto de investigación CGL2010-18616, y MINECO CGL 2013-48441-P, financiado por la *Conselleria d'Educació, Cultura i Universitats del Govern Balear* y cofinanciado por el Fondo Social Europeo.

#### REFERENCIAS

- Jones, A. P. y Omoto, K. (2000): Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for softsediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology*. 47, 1211-1226.
- Koç Taşgin, C. K., Orhan, H., Tükmen, I. y Aksoy, E. (2011): Soft-sediment deformation structures in the late Miocene Şelmo Formation around Adiyaman area, Southeastern Turkey. *Sedimentary Geology*. 235, 277-291.
- Mills, P. C. (1983): Genesis and diagnòstic value of soft-sediment deformation structures- a review. *Sedimentary Geology*. 35, 83-104.
- Moretti, M. (2000): Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian depòsits (Apulian foreland, Southern Italy). *Sedimentary Geology*. 135, 167-179.
- Owen, G. (1987): Deformation processes in consolidated sands. En: Jones, M.E y Preston, R.M.F. (Eds). Deformation of Sediments ans Sedimentary Rocks. Geol. Soc, (London) Spec. Pub. No. 29, 11-24.
- Sàbat, F., Gelabert, B., Rodríguez-Perea, A. y Giménez, J. (2011): Geological structure and evolution of Majorca: Implications of the origin of the Western Mediterranean. *Tectonophysics*. 510, 217-238.
- Schillizzi, R., Luna, L.y Falco, J.I. (2010): Estructuras de deformación (¿sismitas?) en la formación Río Negro, Provincia de Río Negro, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. 17 (1), 17-32.

# Abanicos aluviales alimentados por dunas costeras durante el Pleistoceno superior en las Illes Balears (Mediterráneo occidental).

### Alluvial fans fed by coastal dunes during the Upper Pleistocene in the Balearic Islands (Western Mediterranean).

F. Pomar<sup>1</sup>, L. Del Valle<sup>1</sup>, J.J. Fornós<sup>1</sup>, L. Gómez-Pujol<sup>2</sup>, A. Timar-Gabor<sup>3,4</sup> y V. Anechitei-Deacu<sup>3,4</sup>

1 Grup de Ciències de la Terra (Geologia i Paleontologia "Guillem Colom"). Dept. de Biologia, Universitat de les Illes Balears. Ctra. de Valldemossa, km 7,5. 07122. Palma (Illes Balears).e-mail: xiscopomar.geo@gmail.com.

2 SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and forescasting System Parc Bit, Ctra. De Valledemossa km 7,4. 07122 Palma (Illes Balears).

3 Faculty of environmental Science and Engineering, Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca, Romania.

4 Interdisciplinary Research Institute on Bio-Nano-Science of Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca.

**Resumen:** En el presente estudio se aborda la descripción sedimentológica y estratigráfica de depósitos litorales del Pleistoceno que presentan evidencias de procesos de interferencia entre ambientes aluviales y ambientes eólicos. Aunque inicialmente son dos ambientes diferentes, con diferentes procesos y formas resultantes, a menudo su interacción produce depósitos que comparten características de ambos ambientes, así como, mantienen elementos heredados el uno del otro. El clima aparece como uno de los controles más importantes en la amplificación o mitigación del predominio de un ambiente sobre el otro, así como en el aporte sedimentario, precipitación, escorrentía o transporte eólicos, aluviales-coluviales y ambientes costeros. Los principales materiales que las componen son areniscas bioclásticas, brechas, conglomerados y depósitos de limos. Las cronologías realizadas mediante OSL de niveles eólicos indican que su deposición tuvo lugar durante períodos de enfriamiento y de descenso del nivel del mar ocurridos en los últimos 130 ka. Durante estos períodos las costas se caracterizaban por estar ocupadas por un campo dunar que avanzaba hacia el interior que podía ser desmantelado total o parcialmente durante avenidas repentinas producidas por intensas precipitaciones. De esta manera, el sedimento eólico se incorporaba al sistema aluvial.

Palabras clave: Interferencia eólico-aluvial, nivel marino, OSL, Pleistoceno superior, Illes Balears.

Abstract: This study deals with sedimentological and stratigraphic description of Pleistocene coastal deposits which show evidence of interference processes between alluvial and aeolian environments. Although initially, they are two different environments, with different processes and resulting forms, their interaction often produces deposits that share characteristics of both environments, as well as, maintain elements inherited from each other (i.e. sediment). The climate seems to be one of the most important control on the role and magnitude of each environment in terms of the sedimentary supply, precipitation, runoff or aeolian transport. Main sedimentary facies have been described in this study representing the succession of aeolian, alluvial-colluvial and coastal environments. The main materials that compose these deposits are bioclastic sandstones, breccias, conglomerates and silty deposits. The chronologies performed by means of OSL on aeolian levels indicate that their deposition took place during periods of cooling and sea level dropping occurred in the last 130 ka. During these periods the coasts were characterized by a dune field moving inland that could be dismantled totally or partially during flashfloods produced by intense precipitations. In this way, the aeolian sediment was incorporated into the alluvial system.

Key words: Aeolian-alluvial interference, sea level, OSL, Upper Pleistocene, Balearic Islands.

#### INTRODUCCIÓN

La discrepancia en la interpretación de un conjunto de depósitos pleistocenos del litoral de las Islas Baleares de apariencia eólica ha generado un debate en torno al papel que juega la interacción entre procesos eólicos y los relacionados con la formación de abanicos aluviales (Pomar et al., 2015), así como el papel que juega esta interacción en la construcción y desmantelamiento de campos dunares y/o abanicos aluviales y su significación paleoclimática.

En Mallorca y Menorca, Gómez-Pujol et al. (2008), Fornós et al. (2009) y Pomar et al. (2013) han

consignado existencia de depósitos la que, interpretados inicialmente como eólicos, tenían atributos característicos de ambientes deposicionales de naturaleza aluvial y viceversa, depósitos de abanicos aluviales pero la apariencia de los cuales era más propia de la de depósitos eólicos. Uno de los elementos clave en los que se ha centrado la reintepretación de depósitos pleistocenos, son aquellos cuerpos formados por arenas bioclásticas carbonatadas de origen marino pero que constituían depósitos con estructuras sedimentarias típicamente aluviales.

En el presente trabajo se aborda la descripción sedimentológica y estratigráfica de afloramientos del

litoral balear en los que se reconocen caracterizados importantes cuerpos aluviales pero que están constituidos mayoritariamente por arenas bioclásticas de origen marino, así como la discusión sobre el papel de la variabilidad climática y las fluctuaciones eustáticas para el desarrollo de los procesos de interacción entre los campos dunares costeros y abanicos aluviales durante el Pleistoceno superior.

#### ÁREA DE ESTUDIO Y MÉTODO

Se estudian diez afloramientos costeros repartidos entre las islas de Mallorca, Menorca y Eivissa (Fig. 1). Estos afloramientos se caracterizan por presentar unas secuencias sedimentarias en las que las asociaciones de facies representan, en gran medida, la sucesión de depósitos aluviales y coluviales con niveles eólicos intercalados (Del Valle, 2016; Pomar, 2016). Dichas secuencias se disponen sobre formando depósitos de ladera costeros o rampas arenosas adosadas a colinas costeras de pendientes suaves, a abanicos aluviales costeros y/o a paleoacantilados. Los depósitos pleistocenos se presentan a lo largo de un tramo de costa de 1 km de longitud, que tallados por la acción erosiva del oleaje forman acantilados verticales que pueden alcanzar hasta 10 m de altura.

En cada una de las localidades se ha realizado un análisis sedimentológico-estratigráfico y en cada columna estratigráfica se han identificado los niveles más representativos para su caracterización textural, mineralógica y de composición. Por otra parte, se ha datado mediante técnicas de OSL los niveles eólicos intercalados en los depósitos pleistocenos situados en la costa norte de Menorca en el *Laboratory Luminescence Dating and Dosimetry of the Babes-Bolyai University Cluj-Napoca* (Rumanía). Además se cuenta con las dataciones y cronología de depósitos eólicos realizada por Fornós et al. (2009) en la costa norte de Mallorca. Esta información ha servido para establecer un marco cronológico a la sedimentación de estos depósitos.



FIGURA 1. Situación de los afloramientos costeros que presentan evidencias de depósitos de interferencia entre campos dunares y abanicos aluviales.

#### RESULTADOS

El análisis sedimentológico ha permitido describir distintas facies que se agrupan en tres asociaciones; aluviales (AI), coluviales (CI) y eólicas (E):

#### Asociación de facies Al

Se trata de niveles compuestos por areniscas en capas de 0,5-1,7 m de potencia compuestas por arenas bioclásticas bien clasificadas con un tamaño de grano medio a grueso y color 10YR 8/4. La composición mineralógica está dominada por la calcita. Pueden aparecer intercalados o como un cambio lateral niveles compuestos por conglomerados en capas de 0,2 a 1 m de potencia compuestos por clastos subangulosos a redondeados con un tamaño medio de 4-7 cm. La matriz está constituida por limos color 10YR 7/4 con cierta presencia de arena bioclástica que localmente puede constituir gran parte de la matriz. Las principales estructuras de estas facies son estratificación horizontal que lateralmente puede cambiar a estratificación cruzada de bajo ángulo. Localmente puede observarse estratificación cruzada en surco y estructuras de relleno de canal compuestas por conglomerados. Puede aparecer cierta laminación interna con presencia de limos y bioturbación por vegetación. Esta asociación de facies representa un ambiente de sedimentación relacionado con el transporte por aguas de escorrentía en abanicos aluviales. Los cambios en las facies desde estructuras de canales hasta laminaciones horizontales sugieren la transición entre zonas proximales y medias del abanico y zonas distales.

#### Asociación de facies Cl

Está constituida por niveles de areniscas en capas de potencia variable 0,2 a 2,5 m formados por arenas bioclásticas con un tamaño de grano medio y color 10YR 8/4. Muestran un aspecto masivo con abundante bioturbación por vegetación. Las sucesiones pueden mostrar capas de niveles de brecha intercaladas con clastos angulosos con un tamaño medio de 3 a 8 cm. La matriz está compuesta por arenas bioclásticas con un tamaño de grano medio. Presentan cambios laterales hacia estratificación horizontal y estructuras en forma de canal con algún clasto flotando en el sedimento. El análisis mineralógico de estos niveles indica una presencia mayoritaria de calcita. Esta asociación de facies representa un ambiente relacionado con procesos de ladera donde predominan los fenómenos de transportes en masa controlados por gravedad como la reptación y los debris-flows.

#### Asociación de facies E

Areniscas en capas de 0,9 a 2 m de potencia compuesta por arenas bioclásticas con un tamaño de grano fino a medio bien clasificadas y color 10YR 8/2. La composición mineralógica está dominada por la calcita. Muestran estratificación cruzada que puntualmente cambia a estratificación cruzada de bajo ángulo. Estas capas suelen presentar laminación interna de 2-5 cm de potencia. Localmente se observan niveles de estratificación cruzada paralela y cruzada en forma de surco que rellenan estructuras en forma de canal. Esta asociación de facies representa tanto a un conjunto de dunas costeras que avanzaban hacia el interior, como a mantos de arena que cubrían abanicos aluviales y sus canales de drenaje.



FIGURA 2. Corte estratigráfico en un acantilado costero del abanico aluvial des Caló. Las líneas punteadas señalan las superficies erosivas que individualizan las principales unidades estratigráficas. La secuencia está constituida por dos depósitos eólicos (E) en la base separados por un nivel de facies coluviales (Cl). La secuencia termina con una potente unidad de depósitos aluviales (Al) con diversos niveles de areniscas y conglomerados intercalados. Destaca la naturaleza del sedimento constituido por arenas bioclásticas en casi todos los niveles de la secuencia.

#### DISCUSIÓN

El análisis sedimentológico y estratigráfico muestra una deposición típica de abanico aluvial caracterizada por la presencia de abundantes estructuras sedimentarias tales como estratificación horizontal, cruzada de bajo ángulo cambiando a cruzada paralela y una elevada presencia de paleocanales. La intercalación de las diferentes facies dentro de las sucesiones, así como la compleja arquitectura estratigráfica permite descifrar la evolución de los abanicos (Fig. 2). Estos cambios en las sucesiones estratigráficas parecen estar relacionados con los cambios climáticos. Por otro lado, el análisis sedimentológico muestra que el tamaño medio de los granos que constituyen los depósitos varía desde arena media a gruesa bien clasificada, lo que indicaría que este sedimento proviene de un ambiente eólico (Brooke, 2001 y Fornós et al., 2012). Además, las observaciones mediante microscopio binocular muestran sedimentos compuestos principalmente por arenas bioclásticas, y el análisis mineralógico indica un gran predominio de calcita, sugiriendo la procedencia marina del sedimento. Los clastos presentes en los niveles de brecha y conglomerado provienen de la erosión del basamento de cada área de estudio.

Durante el Pleistoceno superior se produjeron varios periodos de ascenso y descenso del nivel del mar relacionados con cambios climáticos cálidos y fríos que se pueden relacionar con las secuencias estudiadas y permite analizar la evolución paleoclimática de estos afloramientos (Zazo, 1999) y de Dorale et al., 2010, Pavelic et al., 2011). Los períodos áridos y fríos están relacionados con el descenso del nivel del mar, sin embargo, los períodos de clima cálido y húmedo se caracterizan por niveles iguales o superiores al nivel del mar actual (Zazo, 1999). Durante el último período interglacial, el nivel del mar en el Mediterráneo occidental se situó a + 3 m snm en MIS 5e y + 1 m asl en MIS 5a (Dorale et al., 2010). Por otra parte, los periodos de clima frío provocaron la exposición de grandes zonas de la plataforma continental debido al descenso del nivel del mar que favoreció la formación de extensos campos dunares y facilitó el transporte eólico hacia el interior (Andreucci et al., 2010; Fornós et al., 2009). Las dataciones OSL de eolianitas presentes en las áreas de estudio ponen de manifiesto importantes periodos de deposición eólica entre 136 y 33 ka. Además, el buzamiento de las láminas en los niveles de eolianitas indica un paleocorriente medio procedente noroeste, lo que sugiere la migración de dunas hacia la costa. Por lo tanto, durante el último período interglacial-glacial, las costas de las Islas Baleares fueron invadidas por al menos seis períodos de sedimentación eólica que cubrieron la base de laderas y acantilados costeros.

Muestra	Dose, Gy	(n)	Dose rate, Gy/ka	a w.c. %	Edad, ka
44702	23.8±0.7	25	0.69±0.06	3	34±3
64701	25.7±0.8	30	0.59±0.05	3	44±4
24717	40±1.3	26	0.65±0.06	3	61±6
44703	38.4±1.8	20	0.59±0.06	3	65±7
F5U3	42±0.4	7	0.55±0.02	0.5	76±6
F7U4	77±3	8	0.84±0.03	1.9	91±8
FDiv	95±2	10	1.0±0.04	0.4	95±8
F7U3	78±3	9	0.58±0.02	2.3	136±12

TABLA I. Dataciones mediante luminiscencia de los niveles de

eolianita presentes en la costa norte de Mallorca (códigos numéricos) y Menorca (códigos alfanuméricos). Dataciones de Mallorca proceden de Fornós et al. (2009).

Los seis periodos de sedimentación eólica ocurrieron alrededor de 136 ka, 91 ka, 76 ka, 65 ka, 44 ka y 34 ka (Tabla I). Estos períodos se caracterizaron por un descenso del nivel del mar y de las temperaturas ambientales (Fig. 3). Durante los períodos de descenso abrupto de las temperaturas en el Mediterráneo occidental, los vientos fríos del noroeste se intensificaban y provocaban un contraste térmico con las aguas del mar relativamente más cálidas que permitió el desarrollo de eventos meteorológicos tormentosos con episodios de intensa precipitación (Kaspar et al., 2007). Por otra parte, el descenso del nivel del mar generó procesos de erosión que favorecieron el desarrollo de depósitos de ladera y abanicos aluviales costeros.



FIGURA 3. Períodos de deposición eólica y principales episodios de descenso del nivel del mar (franjas grises) durante el Pleistoceno superior (modificado de Pomar, 2016). La sedimentación eólica coincide con importantes estadios de enfriamiento y descenso del nivel del mar. Las dataciones de Mallorca proceden de Fornós et al. (2009). nm= nivel del mar.

#### CONCLUSIONES

La localización de estos depósitos de aspecto fluvial pero de naturaleza costera-eólica en la desembocadura de las pequeñas cuencas fluviales, así características sedimentológicas como sus estratigráficas permiten concluir que la deposición de estos cuerpos sedimentarios es el producto de procesos de interferencia entre ambientes sedimentarios eólicos y aluviales. Esta interferencia fue especialmente activa durante las regresiones marinas del Pleistoceno que coinciden con importantes episodios de enfriamiento global. En tales condiciones, la plataforma continental estaba cubierta por grandes extensiones de arena bioclastica expuesta a la acción del viento. Así, los extensos campos de dunas costeros se desplazaron hacia el interior cubriendo los relieves costeros. Al mismo tiempo, la disminución de las temperaturas ambientales generó las condiciones adecuadas para el desencadenamiento de episodios de intensa precipitación que se tradujeron en el desmantelamiento total o parcial de los campos dunares costeros mediante avenidas repentinas (flashfloods) y la incorporación del sedimento eólico en el sistema aluvial-coluvial.

#### **AGRADECIMIENTOS**

Este trabajo se ha visto beneficiado de la financiación del programa FPI-MICINN y de los proyectos de investigación MINECO CGL2010-18616, CGL 2013-48441-P y CGL2016-79246-P (AEI-FEDER, UE).

#### REFERENCIAS

Andreucci, S., Clemmensen, L.B., Murray, A.S. y Pascucci, V. (2010): Middle to late Pleistocene coastal deposits of Alghero, northwest Sardinia (Italy): Chronology and evolution. *Quaternary International*, 222: 3-16.

- Brooke, B. (2001): The distribution of carbonate eolianite. *Earth-Science Reviews*, 55: 135-164.
- Del Valle, L. (2016): *El registre sedimentari eòlic del Plistocè litoral d'Eivissa*. Tesis Doctoral, Universitat de les Illes Balears, 286 p.
- Dorale, J.A., Onac, B.P., Fornós, J.J., Ginés, J., Ginés, A., Tuccimei, P. y Peate, D.W. (2010): Sea-level highstand 81,000 years ago in Mallorca. *Science*, 327: 860-863.
- Fornós, J.J., Clemmensen, L.B., Gómez-Pujol, L. y Murray, A.S. (2009): Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, Western Mediterranean: a luminescence chronology. *Quaternary Science Reviews*, 28: 2697-2709.
- Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés, J. Gómez-Pujol, L., Gràcia, F., Merino, A., Onac, B.P., Tuccimei, P. y Vicens, D. (2012): Upper Pleistocene deposits and karst features in the littoral landscape of Mallorca Island (Western Mediterranean): A field trip. En: Mallorca: A Mediterranean Benchmark for Quaternary studies (Ginés, A., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Onac, B.P. y Fornós, J.J., eds.). Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 18, 163-220.
- Gómez-Pujol, L., Fornós, J.J.; Pope, R.J. y Clemmensen, L.B. (2008): Los abanicos aluviales litorales del NE de Mallorca: morfometría y arquitectura de facies. En: *Trabajos de Geomorfología en España*, 2006-2008 (Benavente, J. y Gracia, F.J., eds.). SEG, Cádiz: 343-436.
- Kaspar, F., Spangehl, T. y Cubasch, U. (2007): Northern Hemisphere winter storm tracks of the Eemian interglacial and the last glacial inception. *Climate of the past*, 3: 181-192.
- Pavelic, D., Kovacic, M., Vlahovic, I. y Wacha, L. (2011): Pleistocene calcareous aeolian-alluvial deposition in a steep relief karstic coastal belt (island of Hvar, eastern Adriatic, Croatia). *Sedimentary Geology*, 239: 64-79.
- Pomar, F, Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. y Del Valle, L. (2015): Interferència entre sedimentació eòlica i al·luvial (Alluvial-eolian sedimentary interference). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 58.
- Pomar, F. (2016): Arquitectura i fàcies deposicionals de la interferència entre sedimentació al·luvial, col·luvial i eòlica a les Illes Balears durant el Pleistocè superior: implicacions paleoclimàtiques. Tesis Doctoral, Universitat de les Illes Balears, 377 p.
- Pomar, F., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. y Del Valle, L. (2013): El Pleistoceno superior de la zona de Tirant-Fornells (norte de Menorca, Illes Balears): un modelo de interacción eólica y aluvial. *Geo-Temas*, 14: 123-126.
- Zazo, C. (1999): Interglacial sea levels. *Quaternary International*, 55: 101-113.

# Afloramientos urbanos de la ciudad de Palma (Mallorca, Illes Balears).

# Urban outcrops of Palma city (Mallorca, Balearic Islands).

# F. Pomar<sup>1</sup> y L. Del Valle<sup>1</sup>

1 Grup de Ciències de la Terra (Geologia i Paleontologia "Guillem Colom"). Dept. de Biologia, Universitat de les Illes Balears. Ctra. de Valldemossa, km 7,5. 07122. Palma (Illes Balears).e-mail: <u>xiscopomar.geo@gmail.com</u>, <u>lauradelvalle.geo@gmail.com</u>.

**Resumen:** Los materiales de construcción extraídos de la roca y utilizados en las ciudades a lo largo del tiempo esconden elementos característicos de los ambientes sedimentarios que formaron dichos materiales. Se trata de fósiles y/o estructuras sedimentarias principalmente, que se pueden observar en piedras ornamentales y losas que una vez extraídas de las canteras y colocadas en las construcciones de la ciudad quedan expuestas en paredes y pavimentos. Por otra parte, cabe destacar el potencial didáctico de estos elementos del espacio urbano como una herramienta de divulgación científica para entender los paisajes producto de la actividad humana y su relación con los recursos naturales que los rodean. En el presente trabajo se presenta una lista de algunos de los afloramientos urbanos localizados en la ciudad de Palma y además se identifican los fósiles y las estructuras sedimentarias más características. En este sentido, Palma presenta un abundante patrimonio cultural y urbano construido sobre todo con calizas y calcarenitas del Mioceno superior y Pleistoceno que muestran rasgos geológicos heredados de su formación. En estos materiales es fácil identificar fósiles marinos como bivalvos, gasterópodos y moluscos. También es muy habitual encontrar restos de estructuras sedimentarias tales como laminaciones cruzadas, rizaduras (*ripple marks*), rizoconcreciones e icnofósiles.

Palabras clave: Patrimonio geológico, patrimonio cultural, geología urbana, divulgación científica, Palma.

Abstract: Construction materials extracted from the rock and used in cities over time, hide characteristic features of the sedimentary environments which formed these materials. These are mainly fossils and/or sedimentary structures that can be observed in ornamental stones and slabs and once they are extracted from quarries and placed in the city constructions remain exposed in walls and pavements. On the other hand, it is remarkable the didactic potential of these elements of the urban space as a tool for science dissemination to understand the landscapes product of the human activity and its relation with the surrounding natural resources. The present study gathers a list of some urban outcrops located in the city of Palma, identifying fossils and also the most characteristic sedimentary structures. In this sense, Palma has an abundant cultural and urban heritage built mainly with Upper Miocene and Pleistocene limestones and calcarenites that show outstanding geological features inherited from its formation. Within these materials it is easy to identify marine fossils such as bivalves, gastropods and mollusks. It is also very common to find remains of sedimentary structures such as cross-laminations, ripple marks, rhizoconcretions and icnofossils.

Key words: Geological heritage, Cultural heritage, Urban Geology, Science dissemination, Palma.

#### INTRODUCCIÓN

Las ciudades son entornos artificiales donde el sustrato rocoso ha sido recubierto y por lo general se tiende a pensar que no es entorno adecuado para la realización de observaciones geológicas como cortes estratigráficos y/o análisis de fósiles (Marques da Silva, 2009; Ventura et al., 2010; Wilson y Jackson, 2016). Ahora bien, muchas construcciones de las ciudades sobre todo en la zona del casco antiguo o la ciudad medieval, suelen estar construidas con materiales procedentes de zonas de extracción cercanas (Salvà, 2012; Santamaría, 2014 y Azevedo, 2016) y más en el caso de una isla, que en anteriores épocas el ámbito de provisión de recursos de una ciudad estaba limitado por razones logísticas obvias. En este sentido, las paredes y pavimentos guardan un interesante registro de la herencia geológica local. Por otra parte,

escasean los edificios actuales construidos con piedra natural, cosa que reduce exclusivamente la utilización de piedra natural a algunos elementos ornamentales. Aun así los pocos que se construyen utilizan una gran variedad de piedras ornamentales locales y/o exóticas, convirtiendo las ciudades en auténticos museos geológicos y reflejan la historia de la ciudad y sus cambios en la utilización de materiales de construcción (Santos, 2014 y Santamaría, 2014).

El estudio de los restos fosilizados de organismos sobre todo marinos (corales, bivalvos, gasterópodos, cefalópodos, equinodermos), los icnofósiles y las estructuras sedimentarias conservadas en las piedras ornamentales y de construcción se agrupan habitualmente dentro de la nueva disciplina llamada geología urbana o paleontología urbana (Ventura et al., 2010 y Wilson y Jackson, 2016). En los últimos años, han ido surgiendo diversos estudios y recursos didácticos que muestran un interés creciente entorno a los elementos geológicos característicos de los materiales de construcción de las ciudades (Ventura et al., 2010; García-Ortiz y Fernández-Martínez, 2013; Santos, 2014; Azevedo, 2016; www.paleourbana.com [consultada en mayo de 2017]). Todos estos rasgos característicos de los materiales de construcción heredados de ambientes sedimentarios pretéritos aportan cierta información sobre cuáles fueron los lugares de extracción, pero también el ambiente donde se formaron las rocas, en que época y sirven para dar a conocer el patrimonio geológico local (Marques da Silva, 2009). Además, identificando los materiales geológicos utilizados en las construcciones se puede extraer una idea aproximada de cuáles han sido los materiales más utilizados históricamente en un determinado lugar y la evolución de estos (Salvà, 2012).

Expuesto lo anterior, el objetivo de este estudio es presentar una lista de los afloramientos urbanos de la ciudad de Palma (Mallorca), identificando el tipo de material así como sus estructuras sedimentarias y fósiles. Todo ello permite indicar cuáles han sido los materiales geológicos más utilizados, entender de qué materiales se ha provisto la ciudad y dar a conocer el patrimonio geológico del entorno de Palma.

#### ÁREA DE ESTUDIO Y MÉTODO

La ciudad de Palma está emplazada al fondo de la bahía homónima en la parte occidental de la isla de Mallorca (Fig. 1). Se asienta sobre una colina costera a unos 13 m snm constituida mayoritariamente por materiales calcareníticos plio-cuaternarios, aunque en su sector occidental la ciudad está edificada sobre calizas y areniscas del Mioceno superior (ITGE, 1991). El casco antiguo de la ciudad está atravesado por una vaguada en forma de cuatro invertido, que fue el antiguo cauce del torrente de sa Riera desviado fuera de la ciudad hace unos 400 años. La bahía de Palma presenta unas costas rocosas bajas constituidas por calcarenitas pleistocenas, excepto en los flancos este y oeste donde afloran calizas del Mioceno superior cubiertas parcialmente por areniscas pleistocenas (ITGE, 1991).

La ciudad a lo largo de su historia ha necesitado ingentes cantidades de materiales naturales para la construcción de edificios, palacios señoriales, iglesias y conventos y fortificaciones. Esto ha provocado que Palma no sólo se haya provisto de los materiales de sus alrededores, sino que cada vez fue captando materiales de zonas más alejadas de la isla. Los materiales más utilizados en grandes edificios históricos como la catedral han sido las calcarenitas pleistocenas o las calizas miocenas (Alonso et al., 1996) y en menor medida calizas jurásicas. A lo largo de toda la costa este y sudeste de Mallorca, se encuentran importantes canteras de calizas miocenas y calcarenitas pleistocenas (conocidas popularmente como *marès*) que fueron utilizadas como material de construcción en la ciudad debido a que son materiales de fácil extracción (Rosselló, 1964; Mateos et al., 2011; Salvà, 2012 y Mas, 2017). Palma cuenta con un importante patrimonio cultural e histórico en su casco antiguo que fue construido mayoritariamente con materiales naturales extraídos de canteras.



FIGURA 1. Localización de los principales afloramientos urbanos identificados en la ciudad de Palma.

El presente trabajo ha consistido en realizar una prospección de los principales puntos de interés o afloramientos urbanos del casco antiguo de la ciudad mediante la observación de los materiales de construcción expuestos en edificios, calles y lugares públicos interiores. En total se han identificado 18 localidades que representan 22 afloramientos urbanos. De cada afloramiento se han tomado notas de la forma de los materiales, estructuras sedimentarias observables, fósiles y textura y composición de la roca. Además, se ha georreferenciado cada punto sobre el plano de la ciudad del MTB 1:5.000 del año 2010 (Fig. 1).

#### RESULTADOS

El análisis de los afloramientos urbanos ha permitido identificar hasta tres materiales de construcción de interés geológico y paleontológico. Se trata de areniscas bioclásticas, calizas oolíticas y margocalizas. En todos ellos, es posible la observación de fósiles y estructuras sedimentarias que indican un origen diverso. A continuación, se describen los principales rasgos observados atendiendo a su edad geológica atribuida.

# Estructuras sedimentarias e icnitas de materiales del Pleistoceno

Se encuentran en paredes y fachadas, sobre todo de edificios medievales, construidas con sillares compuestos exclusivamente de areniscas bioclásticas con un tamaño de grano medio-grueso y color ocre. Se observan abundantes laminaciones con una potencia de orden centimétrico que desarrollan rizaduras (*ripple marks*), laminación *pin-stripe* y laminación cruzada (Fig. 2). Además, pueden aparecer rizoconcreciones, nidos de insectos y huellas de la cabra endémica *Myotragus balearicus* (Fornós et al., 2002). Estos

materiales afloran a lo largo de toda la costa mallorquina y se trata de sedimentos eólicos depositados en un ambiente costero durante el Pleistoceno (Vicens, 2015).



FIGURA 2. Estructuras sedimentarias e icnofósiles más habituales expuestos en sillares de areniscas pleistocenas utilizados en la construcción. A: Laminaciones cruzadas. B: Rizoconcreciones. C: Nidos de insecto. D: Huellas de Myotragus.

# Estructuras sedimentarias y fósiles de materiales del Mioceno superior

Se encuentran en fachadas y pilares sobre todo como material ornamental en edificios más modernos, aunque en algunos edificios medievales también se utilizaron como material de construcción. Se trata de sillares compuestos por areniscas oolíticas con un tamaño de grano medio y color blanco. Muestran abundantes laminaciones con una potencia de orden milimétrico, que se organizan en laminación horizontal, cruzada de bajo ángulo, cruzada en forma de canal, ondulada y abundantes rizaduras (ripple marks). Se pueden observar moldes de restos de conchas de bivalvos imbricadas dispuestas siguiendo la laminación (Fig. 3). Estos materiales afloran mayoritariamente en todo el sudeste mallorquín y se trata de sedimentos costeros depositados en aguas poco profundas, en una zona de playa sumergida afectada por oleaje durante el Mioceno superior (Pomar et al., 1990).



FIGURA 3. Rasgos geológicos observados en sillares de arenisca miocena. A: Estructuras de laminación cruzada, cruzada en forma de canal y ondulada. B: Detalle de los bloques de un pilar que muestra moldes de bivalvos.

#### Fósiles de materiales del Jurásico-Cretácico

Se trata de losas utilizadas como piedras ornamentales en fachadas, suelos y escaleras especialmente en edificios construidos en el último siglo. Están constituidas por materiales margocalizos con coloraciones que van desde grises azulados con tonos ocres a blanquecinos hasta colores rojizos. En general, muestran un aspecto masivo aunque puntualmente se pueden observar estructuras nodulosas. Aparecen abundantes restos de moluscos como ammonites y rudistas y restos de equínidos (Fig. 4). Estos materiales afloran en las dos cadenas montañosas de Mallorca y se trata de sedimentos marinos depositados en aguas muy profundas (Fornós y Gelabert, 2011).



FIGURA 4. Restos fósiles de organismos marinos del Jurásico-Cretácico expuestos en losas. A y B: Ammonites. C: Rudistas. D: Sección de la concha de un equínido.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El análisis de los 22 afloramientos urbanos identificados en Palma pone de manifiesto por un lado, la existencia de un abundante patrimonio cultural construido con materiales naturales autóctonos, y por el otro, como los espacios humanos se pueden convertir en un expositor de la historia natural con la utilización de los recursos naturales.

Materiales Función		Edad atribuida	Estructuras sedimentarias	Icnofósiles/Fósiles	N° afloramientos (*)	% aftoramientos
Arenisca bioclásticas	Construcción	Pleistoceno	Si	Si	9	40,9
Areniscas oolíticas	Construcción y ornamental	Mioceno superior	Si	Si	5	22,7
Margocalizas	Ornamental	Jurásico- Cretácico	No/ no se aprecian	Si	8	36,4
				Total	22	100

TABLA I. Resumen de las principales características de los afloramientos urbanos descritos en la ciudad de Palma. (\*). El total de afloramientos no coincide con el de localidades estudiadas ya que cada localidad puede presentar más de un afloramiento de materiales diferentes.

De los afloramientos estudiados los materiales más utilizados en el 40,9% de los casos han sido las areniscas bioclásticas del Pleistoceno destinadas exclusivamente a la construcción (TABLA I). Estos materiales son los que más destacan en cuanto a la exposición de estructuras sedimentarias. Las margocalizas del Jurásico-Cretácico se han identificado en un 36,4% de los casos (TABLA I) y con uso ornamental exclusivamente. Son materiales caracterizados por un contenido fosilífero importante y fácil de identificar debido a la talla y pulimentación a la que han sido sometidos. Por otra parte, las areniscas oolíticas del Mioceno superior suponen el 22,7% de los casos estudiados. A diferencia de los materiales anteriores, el uso que se le ha dado a este material ha sido mixto y al igual que los materiales pleistocenos, son muy ricos en estructuras sedimentarias.

Todo esto indica que ha habido una utilización masiva de materiales de construcción naturales en la ciudad, que ha dejado a la vista importantes vestigios de la herencia geológica local como abundantes laminaciones, restos de vegetación fosilizada, huellas de mamíferos o restos de conchas de organismos que vivieron en otra época y en otro lugar. Toda esta información, convierte a las localidades estudiadas en una buena herramienta didáctica para la divulgación de la historia natural de la ciudad de Palma.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido presentado en las IX Jornadas de Geomorfología Litoral en Menorca 2017 gracias a la financiación del proyecto CGL2013-48441-P.

#### REFERENCIAS

- Alonso, F.J., Ordaz, J. y Esbert, R.M. (1996): Deterioro selectivo de la piedra de construcción de la catedral de Palma de Mallorca. *Geogaceta*, 20: 128-1231.
- Azevedo, L. (2016): Urban Geology and Paleontology-Examples and opportunities in science centers. En: *PCST 2016*. Comunicaciones: 232.
- Fornós, J.J. y Gelabert, B. (2011): Condicionants litològics i estructurals del carst a les illes Balears. *Endins*, 35. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 17: 37-52.
- Fornós, J.J., Bromley, R.G., Clemmensen, L.B. y Rodríguez-Perea, A. (2002): Tracks and trackways of *Myotragus balearicus* Bate (Artiodactyla, Caprinae) in Pleistocene eolianites from Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180: 277-313.
- García-Ortiz, E. y Fernández-Martínez, E. (2013): Diez años de paseo con los fósiles urbanos de León. En: *XI Meeting of Young Researchers in Paleontology*. Comunicaciones: 59-61.
- ITGE (1991): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 698/723. Palma, Isla del Toro y Cap de Cala Figuera.
- Marques da Silva, C. (2009): "Fósseis ao virar da esquina": um percurso pela paleontologia e pela geodiversidade urbana de lisboa. *Paleolusitana*, 1: 459-463.
- Mas, G. (2017): La piedra de marès de Mallorca, patrimonio natural y cultural. En: *Patrimonio* geológico, gestionando la parte abiótica del

patrimonio natural. (Carcavila, L., Duqye-Macías, J., Giménez, J., Hilario, A., Monge-Ganuzas, M., Vegas, J. y Rodríguez, A., eds.). Cuadernos del Museo Geominero, 21. IGME, 413-419.

- Mateos, R.M., Durán, J. J. y Robledo, P.A. (2011): Marès quarries on the Majorcan coast (Spain) as Geological Heritage Sites. *Geoheritage*, 3: 41-54.
- Pomar, L., Rodríguez- Perea, A., Sábat, F., y Fornós, J.J. (1990): Neogene stratigraphy of Mallorca Island. Iberian Neogen Basin. En: IX Congress Regional Committee on Mediterranean Neogen Stratigraphy. Memoria especial, 2: 269-320.
- Rosselló, V. M. (1964): *Mallorca, el sur y sureste*. Cámara de Comercio, Industria y Navegación de Palma de Mallorca, 553 p.
- Salvà, C. (2012): Fissures on the landscape. The sandstone quarries, traces of the heritage landscape of Mallorca. *Ara*, 3.2: 117-124.
- Santamaría, I. (2014): Blog de Paleontología y Tafonomía Turismo. Los fósiles que pisamos todos los días (<u>http://losporquesdelanaturaleza.com/losfosiles-que-pisamos-todos-los-días/</u>). Consultada el día 29 de mayo del 2017.
- Santos, R. (2014): Los fósiles urbanos de Oviedo. (<u>http://geolag.com/los-fosiles-urbanos-de-oviedo/</u>). Consultada el día 29 de mayo del 2017.
- Ventura, C., Pires, A.R., Ribeiro, M. y Marques da Silva, C. (2010): Paleontologia, Geodiversidade urbana e geoconservação: O exemplo da cidade de Almada (Portugal). En: *III Congreso Ibérico de Paleontología*. Comunicaciones: 43-46.
- Vicens, D. (2015): El registre paleontològic dels dipòsits litorals quaternaris a l'illa de Mallorca (Illes Balears, Mediterrània Occidental). Tesis doctoral, Universitat de les Illes Balears, 1011 p.
- Wilson, M.C y Jackson, L.E. (2016): Urban Geology. An emerging discipline in an increasingly urbanized world. *Earth magazine*, March 2016: 34-41.

# Cuevas de abrasión marina en el litoral de las Islas Baleares.

#### Caves of marine abrasion on the coast of the Balearic Islands.

# D. Vicens<sup>1,2</sup>, A. Ginard<sup>1</sup>, F. Gràcia<sup>1</sup>, P. Bover<sup>1</sup>, D. Crespí<sup>1</sup>, P. Balaguer<sup>1</sup> y G. X. Pons<sup>1,2</sup>

1 Societat d'Història Natural de les Balears (SHNB). Margarida Xirgu,16, bajos. E-07011. Palma de Mallorca. dvicens7@hotmail.com 2 Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears. Carretera de Valldemossa km 7,5. E-07122 Palma de Mallorca. Grup de recerca BIOGEOMED. E-mail: guillemx.pons@uib.es

**Resumen:** En las costas de erosión se observan numerosas evidencias fruto de las oscilaciones del mar durante el periodo Cuaternario. Algunas de estas evidencias, las cuevas de abrasión marina y las morfologías consecuencia de su evolución, están presentes en el litoral rocoso de las Islas Baleares.

La línea de costa de las islas ha variado no sólo en cuanto a la longitud total de costa, sino también muy probablemente en cuanto a los porcentajes de tipo de costa. Como consecuencia de estas oscilaciones podemos observar cuevas en una amplia franja del litoral, tanto por encima del nivel del mar como por debajo.

Las cuevas de abrasión marina más estudiadas han sido las que se hallan en el actual nivel marino o próximo a él, faltando estudios de las cuevas que existen por debajo del actual nivel del mar hasta unos -100 m. Hay que añadir que cada isla posee una cantidad de estudios muy distinta, siendo Menorca e Ibiza las menos conocidas.

Palabras clave: cuevas, abrasión marina, Islas Baleares.

**Abstract**: On the coasts of erosion there is a great deal of evidence from the oscillations of the sea during the Quaternary period. Some of these evidences, the caves of marine abrasion and the morphologies consequence of their evolution, are present in the rocky coast of the Balearic Islands.

The coastline of the islands has varied not only in terms of the total length of coast but also most probably in terms of coast type percentages. As a result of these oscillations we can observe caves in a wide strip of the coast, both above sea level and below.

The most studied marine abrasion caves have been those at or near the current marine level, with studies of the caves below the current sea level up to about -100 m. It should be added that each island has a very different number of studies, with Menorca and Ibiza being the least known.

Key words: caves, marine abrasion, Balearic Islands.

#### INTRODUCCIÓN

Dentro de la denominación de cueva litoral, hay las capturas cárstico-marinas y las cuevas marinas (o de abrasión marina). En las primeras originalmente existe una forma endokárstica que es capturada por el retroceso de la línea de costa debido a la erosión marina (Montoriol-Pous, 1971).

Las cuevas marinas se originan a partir de procesos ajenos a los de la karstificación y son cavidades excavadas por la acción erosiva ligada a la dinámica litoral de las aguas marinas (Ginés, 2000). Éstas, aunque inicialmente no tienen nada que ver con el karst, sí que durante su evolución pueden participar procesos kársticos o derivados de ellos.

En numerosas ocasiones difícilmente se podrá averiguar si una cueva litoral es una cueva de génesis kárstica o de génesis erosiva marina. Las cuevas marinas, se pueden encontrar en todas las costas de erosión de Baleares, si bien son más fáciles de observar en los materiales miocenos postorogénicos. Por norma general, les acompañan otras morfologías derivadas de la erosión marina y de una estabilización del nivel marino (Ginés 2000; Servera 2004).

Algunas morfologías constituyen muy buenas evidencias de antiguos niveles del mar ya que se han formado por la acción de las olas (plataformas de abrasión, notches, etc); en otras ocasiones ha sido el mismo nivel del mar que ha participado en la formación de ciertas morfologías o las ha inducido (morfologías de disolución, espeleotemas freáticos, etc). Los diferentes tipos de evidencias se pueden complementar y reforzar mutuamente. Algunas de ellas han podido ser ubicadas cronológicamente mediante métodos de datación absoluta, mientras que otras pueden llegar a encuadrarse dentro de un período de tiempo determinado para datación relativa. Sin embargo, en muchos casos ni siquiera se han generado durante un único nivel del mar, sino que se han formado a lo largo de diferentes períodos en los cuales se han ido modificando las morfologías primigenias.

De acuerdo con los datos disponibles, las Islas Baleares tienen una longitud de línea de costa de unos 1500 km, de la que casi un 10% se encuentra modificada por la acción del hombre (construcción de infraestructuras -puertos-, estructuras de defensa de la costa -escolleras-, etc.), un 10% está formada por materiales no consolidados, alrededor de un 20% son costas rocosas bajas (con alturas inferiores a 3 m) y casi un 60% de la costa está constituida por acantilados (o costas altas con alturas superiores a 3 m). En el archipiélago de Cabrera es donde hay una distribución más uniforme de las costas altas; el resto de las islas tienen una distribución más irregular.

Si excluimos las costas rocosas inferiores a 1 m de altura donde la formación de las cuevas de abrasión marina es muy dificil, resulta que entre el 57,4% y el 80,3% son susceptibles para su formación (Vicens *et al.*, 2011).

Durante todo el Cuaternario, donde el mar ha sufrido oscilaciones glacioeustáticas (Cuerda 1975), la línea de costa de las Islas ha ido variando no sólo en cuanto a la longitud total de costa, sino también muy en cuanto a los porcentajes de tipo de costa.

Respecto los objetivos de nuestro trabajo son simples: topografíar el máximo número de cuevas litorales y que sirvan de base para trabajos de geomorfología litoral.



FIGURA 1. Trabajos de topografía en una cueva de abrasión en el litoral de Santanyi (Mallorca). Julio del 2009.



FIGURA 2. Trabajos de prospección en el litoral de Manacor, en donde se utilizaron técnicas de descenso y progresión vertical con cuerda estática. Noviembre de 2011.

#### METODOLOGÍA

Los levantamientos topográficos fueron efectuados con la ayuda de la brújula y el clinómetro (precisión de 0,5°) y cinta métrica, con precisión centimétrica. Para la toma de datos, se utilizó lápiz y cuaderno de buceo.

A la par que se recogían datos topográficos, se anotaban los datos geológicos y geomorfológicos más relevantes de la cavidad.

El acceso a las cuevas, habitualmente, ha sido a nado. Ocasionalmente se necesitó la ayuda de técnicas de cuerda estática, muy habituales en espeleología (Fig. 1 y 2).

En la exploración de la mayoría de cavidades se ha realizado mediante el buceo a pulmón libre con máscara (fig. 2), aunque en algunas ocasiones se han utilizado técnicas de espeleobuceo con botellas (Fig. 3).

De la planta se realiza como mínimo un corte y que en muchas ocasiones es un corte geológico (ver Fig. 4 y 6).

En total son unas 50 cavidades estudiadas, pertenecientes al término de Alcúdia y Llucmajor.



FIGURA 3. Preparativos para realizar una inmersión con botellas en el litoral de Alcúdia (Mallorca). Septiembre de 2006.

#### DISCUSIÓN

No son numerosos los trabajos dedicados a las cuevas de abrasión de las Islas Baleares. A parte de los citados en Vicens et al. (2011), en la obra de Encinas (2014) se pueden hallar topografías de cuevas marinas, sin embargo en esta última obra hay que actuar con mucha cautela por las interpretaciones históricas, toponímicas y geológicas, que no han sido sometidas a ningún filtro de índole científico.

Referente al estado del conocimiento de las cuevas de génesis marina de Menorca, éste se encuentra todavía en un estado muy incipiente. De Cabrera y Formentera se tienen solamente algunos datos. Mallorca es la isla de donde se tiene más información, siendo las zonas más estudiadas el litoral de Alcúdia (Vicens y Crespí 2001; Vicens et al., 2006), de Felanitx (Gràcia et al., 1997) y el de Llucmajor (Ginard et al., 2008; 2014). La isla de Ibiza es la menos conocida y prácticamente no se poseen datos al respecto.

Se poseen pocos datos sobre cuevas de abrasión que se hallan sumergidas. La mayoría de topografías pertenecen a cavidades que se hallan próximas al actual nivel marino.



FIGURA 4. Topografía de la cova de S'Escar. Ejemplo de cueva de abrasión marina en materiales del Pleistoceno superior. La sección es un corte geológico: a) Calcáreas del Mesozoico. b, c, d, e, f)Materiales del Pleistoceno superior.



FIGURA 5. Topografía de la cova des Blocs. Cueva de abrasión marina en materiales del Pleistoceno superior. En esta ocasión la sección no es un corte geológico.



FIGURA 6. Topografía de la cova de ses Bistis Mortes. Cueva de abrasión marina excavada en materiales calizos del Mioceno y Plioceno.Hay una eolianita del Pleistoceno sumergida y erosionada por las aguas.

#### **COMENTARIOS FINALES**

Aunque dificilmente cuantificable, probablemente se han estudiado menos del 5% de las cavidades de abrasión existentes en las Islas Baleares. Queda mucho trabajo pendiente. La cronología de estas cavidades es difícil de precisar y probablemente muchas de ellas han sido afectadas por la erosión marina en diferentes episodios marinos del Cuaternario.

#### AGRADECIMIENTOS

Esta comunicación ha sido posible gracias a la ayuda del proyecto "Crisis y reestructuración de los espacios turísticos del litoral español" (CS02015-64468-P) del Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO) y del Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER).

#### REFERENCIAS

- Cuerda, J. (1975): Los tiempos Cuaternarios en Baleares. Institut d'Estudis Baleàrics. Palma. 304 p.
- Encinas, J.A. (2014): *Corpus Cavernario Mayoricense*. El Gall Editor. Pollença. 1360 p.
- Ginard, A., Vicens, D., Crespí, D., Vadell, M., Bover, P., Balaguer, P. y Gràcia, F. (2008): Coves litorals, geomorfologia i jaciments del Quaternari de la Marina de Llucmajor. Zona 1: la franja costanera entre es Racó des Llobets i cala Esglesieta (1a part). Llucmajor, Illa de Mallorca. *Endins*, 32: 81-104.
- Ginard, A., Vicens, D., Bover, P., Crespí, D., Gràcia, F., Gual, M.A., y Balaguer, P. (2014): Coves litorals, geomorfologia i jaciments del Quaternari de la Marina de Llucmajor. Zona 1: la franja costanera entre es Racó des Llobets i cala Esglesieta (2a part). Llucmajor, Illa de Mallorca. *Endins*, 36: 131-150.
- Ginés, J. (2000): El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronologia. Tesis doctoral. Inédita. Universitat de les Illes Balears, 595 p.
- Gràcia, F., Watkinson, P., Monserrat, T., Clarke, O. y Landreth, R. (1997): Les coves de la zona ses Partions-Portocolom (Felanitx, Mallorca). *Endins*, 21: 5-36.
- Montoriol-Pous, J. (1971): Estudio de una captura kárstico-marina en la isla de Cabrera (Baleares). *Geologica Acta*, 6(4): 89-91.
- Servera, J. (2004): *Geomorfologia del litoral de les Illes Balears*. Quaderns de la natura de les Balears. Edicions Documenta Balear. Palma. 88 p.
- Vicens, D. y Crespí, D. (2003): Les coves litorals situades a la franja costanera entre es Mal Pas i el cap Gros (Alcúdia, Mallorca) (1a part). *Endins*, 25: 117-130.
- Vicens, D., Crespí, D., Ginard, A., Gràcia, F. y Pons G.X. (2006): Les coves litorals situades a la franja costanera entre es Mal Pas i el cap Gros (Alcúdia, Mallorca) (2a part). Troballa de restes de vell marí (*Monachus monachus*) a la cova des Fonoll Marí. *Endins*, 30: 87-100.
- Vicens, D.; Gràcia, F., Ginard, A., Crespí, D. y Balaguer, P. (2011): Cavitats litorals de gènesi marina a les Illes Balears. *Endins* 35 / Mon. Soc. *Hist. Nat. Balears*, 17: 133-142.

# Depósitos eólicos arenosos en el yacimiento arqueológico de es Coll de Cala Morell (Ciutadella de Menorca, Islas Baleares).

*Eolic sand deposits in the archaeological site of-es Coll Cala Morell (Ciutadella de Menorca, Balearic Islands).* 

G.X. Pons<sup>1,4</sup>, M. Anglada<sup>2,4</sup>, A. Ferrer<sup>2,4</sup>, D. Ramis<sup>2</sup> y M. Salas<sup>3</sup>

1 Dpto. de Geografía, Universitat de les Illes Balears, Ctra. de Valldemossa km 7.5, guillemx.pons@uib.es

2 Museu de Menorca, Consell Insular de Menorca

3 Ajuntament de Manacor

4 Institut Menorquí d'Estudis

**Resumen:** El yacimiento arqueológico de es Coll de Cala Morell (Ciutadella de Menorca) está situado sobre material Jurásico inferior, compuesto por materiales calcáreos y dolomías, en una costa acantilada con una cota en el yacimiento de 35,79 m sobre el nivel del mar. Es un asentamiento de un conjunto de navetas de habitación de la edad de Bronce. En cuanto a la cronología de ocupación, las formas cerámicas recuperadas y las dataciones efectuadas permiten situarla, de forma aproximada, entre el 1600 y el 1200 aC. En el norte de Menorca se han descrito toda una serie de mantos eólicos que tienen distinto origen. En este caso los depósitos eólicos de características arenosas han ayudado a una mejor conservación de este yacimiento. Buena parte de estos mantos eólicos provienen del desmantelamiento de dunas fósiles. Se han realizado análisis granulométricos de distintos puntos y se discute su origen.

Palabras clave: depósitos eólicos, es Coll de Cala Morell, Islas Baleares, yacimiento arqueológico.

Abstract: The archaeological site of the Es Coll de Cala Morell (Ciutadella de Menorca) is located on lower Jurassic material, composed of calcareous materials and dolomites, in a cliff coast with a quota in the field of 35.79 m above sea level. It is a settlement of a set of navets of room of the Bronze age. As for the chronology of occupation, the ceramic forms recovered and the dating made it possible to place it, approximately, between 1600 and 1200 BC. In the north of Menorca have been described a whole series of eolian mantles that have different origin. In this case the wind deposits of sandy characteristics have helped to a better conservation of this deposit. A good part of these wind mantles come from the dismantling of fossil dunes. Granulometric analyzes of different points have been carried out and their origin is discussed.

Key words: eolian deposits, es Coll de Cala Morell, Balearic Islands, archaeological site.

#### INTRODUCCIÓN

Uno de los ejemplos mejor conocidos de los lugares de hábitat en situaciones de difícil acceso y con presencia de estructuras defensivas lo constituye el asentamiento de Es Coll de Cala Morell. Este yacimiento se encuentra situado sobre un promontorio rocoso de unos 35 metros de altura, que cierra la cala del mismo nombre por el lado noreste, en la parte septentrional de Menorca, sobre un sustrato de dolomías jurásicas (Fig. 1). Se trata de una zona con una gran incidencia de la salinización eólica, con poca vegetación y poco adecuada para la agricultura o la ganadería.

El asentamiento se encuentra protegido, por la parte donde se une a tierra firme, por una serie de lienzos de muralla de piedra en seco, construidos aprovechando los desniveles naturales del terreno. Dentro del recinto se observan hasta trece navetas de habitación de unos ocho metros de largo por tres metros de ancho en la mayoría de los casos y orientadas hacia el sur y suroeste. Están construidas mediante muros de doble paramento, con piedras de dimensiones pequeñas y medianas (Fig. 1). Algunas de estas estructuras se adosan a la muralla que delimita el recinto. En el centro del yacimiento se observan dos depresiones de factura antrópica de unos ocho metros de largo por cuatro de ancho, interpretadas como depósitos para recoger el agua de lluvia (Juan y Plantalamor, 1996). En el punto más alto del promontorio se observa una estructura de tendencia circular construida con grandes bloques de piedra, de finalidad hasta ahora desconocida.

Se han realizado hasta el momento seis campañas de excavación en este yacimiento, entre los años 2011 y 2016 (Anglada et al., 2013, 2015, 2017), durante las cuales se han excavado y restaurado dos de las navetas (11 y 12) existentes en el yacimiento, además de la

construcción situada en la parte más alta del yacimiento y parte de uno de los depósitos de recogida de agua.



FIGURA 1. Vista cenital del poblado costero de Es Coll de Cala Morell, con los puntos de obtención de las tres muestras.

Las fechas radiocarbónicas obtenidas sobre muestras procedentes de la naveta 11 sitúan su ocupación aproximadamente entre 1600/1500 cal BC y 1300/1200 cal BC Por lo que respecta a la naveta 12, sólo se pudo obtener una datación del nivel de ocupación, con un resultado de 1410-1220 cal BC. En consecuencia, según los resultados obtenidos a partir de estas dos estructuras, puede establecerse que esta parte del asentamiento de Es Coll de Cala Morell estaba ocupada al menos desde ca. 1600/1500 cal BC, y fue abandonada en un momento indeterminado del siglo XIII cal BC (Anglada et al., 2017). Las dos navetas excavadas se encuentran unidas al lado interior del muro que delimita el recinto.

La naveta 11 presenta un espacio interno organizado a partir de una estructura de combustión ubicada en posición central (Anglada et al., 2015). A cada lado de este elemento se disponen dos banquetas bajas construidas con piedras (Fig. 4). Los materiales recuperados en las navetas tienen un carácter doméstico. Ante la fachada se observa un espacio de unos 4  $m^2$ , delimitado por el ábside de la naveta 12, donde se documentó la base de un molino de vaivén, sobre una banqueta de piedra, y otros elementos relacionados con el procesado de alimentos. La parte móvil del molino manual antes mencionado se recuperó en el interior del edificio, cerca de la estructura de combustión. La cerámica incluye fragmentos de grandes contenedores, ollas y recipientes para el consumo. Algunos molinos de mano, percutores de piedra y punzones de hueso representan las

industrias ósea y lítica. Los restos óseos son abundantes y casi todos los restos pertenecen a mamíferos domésticos. La excavación mostró que ambos edificios fueron abandonados de modo pacífico. La naveta 12, a pesar de presentar una dinámica estratigráfica ligeramente diferente, permitió documentar una distribución interna similar, con un hogar en posición central. Al contrario que en la naveta 11, no se pudo documentar la presencia de ningún molino manual, pero si otros elementos óseos y líticos (punzones, percutores, etc.) parecidos a los que se habían identificado en la otra naveta.



FIGURA 2. Naveta de habitación 11 de Es coll de cala Morell (Ciutadella, Menorca).

#### METODOLOGÍA

Para el estudio de la textura de los sedimentos se han extraído muestras de distintos puntos del yacimiento (Fig. 1). Una primera muestra superficial del frente del poblado, una segunda muestra, también superficial de la zona sur del poblado y una última a mayor profundidad (50-70 cm) localizada en el interior de una de las navetas excavadas (naveta 12).

Con las muestras secas se procedió a pasar por el tamiz muestras de unos 200 g. Se han separado las fracciones con luz de tamiz de: 2, 1, 0,5, 0,25, 0,125 y 0,063 mm.

#### RESULTADOS

El resultado granulométrico de las muestras obtenidas se presenta en la tabla I. En ella destaca la presencia de abundantes restos de organismos marinos. En la fracción correspondiente entre 1 y 2 mm, de la muestra 1 y 2, el porcentaje de bioclastos era del 70%.

	Muestra 1	Muestra 2	Muestra 3	
Arenas muy finas	2,4%	5,6%	3,5%	
Arenas finas	23%	22,5%	13,8%	
Arenas medianas	43,2%	42,6%	17,9%	
Arenas gruesas	11,1%	14,8%	11,2%	
Arenas muy gruesas	4,2%	6,7%	8,1%	
Gravas finas y medias	16%	7,7%	45%	

TABLA I. Granulometría de las muestras estudiadas.

En la Fig. 3 se puede observar la presencia de moluscos enteros de *Melarhaphe neritoides, Haliotis lamellosa, Chlamys varia, Lima lima, Loripes lacteus, Arca noae,* restos de *Posidonia oceanica, Chthamalus stellatus,* presencia de briozoos, vermétidos y algunos foraminíferos bentónicos (*Miacina* sp.).



FIGURA. 3. Fracción mayor de 2 mm de la muestra 1. En el centro de la imagen se pueden observar algunos organismos marinos en perfecto estado de conservación.

En la muestra 2, en la misma fracción aparecen también restos de *Posidonia oceanica* y fragmentos de Trochidae.

En las muestras 1 y 2 de arenas de entre 1 y 2 mm, aparecen restos de cangrejos (pequeña pinza de *Eriphia verrucosa*), braquiópodos, restos de *Posidonia* y otras algas calcáreas, espículas de erizo, foraminíferos, restos de poliplacóforos y otros moluscos enteros o fragmentados.

La muestra 3 es una muestra completamente diferente de las otras. Tal como se ha comentado procede de la naveta 12. Con las dataciones efectuadas de hace unos 3500 años BP, nos encontramos con unos suelos arenosos, pero con una edafogénesis más compleja. El 55% de la granulometría, sigue indicando una mayoritaria presencia de fracción arenosa, en algunos casos granulado, con restos de arcillas y limos en microestructuras agregadas. Hay un componente importante de gravas finas y medias (45%) fruto de la meteorización del material jurásico en el que está situado el yacimiento. También, aparecen restos orgánicos de raíces de especies vegetales terrestres, propias de la vegetación litoral de la zona que preservaba dicha naveta. Igualmente se han identificado distintos restos de moluscos terrestres, el endemismo Iberellus companyonii.

Desde el punto de vista arqueológico y en relación a la dinámica de ocupación, se podría definir la existencia de al menos dos fases de ocupación. Este hecho se pone de manifiesto por la superposición de dos niveles de uso en la zona del ábside.

Se ha de tener en cuenta que entre los restos recuperados en el interior de la naveta 11, se han

documentado estructuras y restos de animales domésticos, lo que indicarían un uso como espacio doméstico. Del mismo modo que sucede en otros yacimientos del Bronce final, la falta de restos marinos parece poner en evidencia que los habitantes de esta zona, con un mar muy próximo, no explotaban estos recursos.

#### DISCUSIÓN

Un factor clave que moviliza la arena es el viento. Distintos autores han hecho referencia a este elemento, autores como Jansà (1993) o Jansà (1976; 1979), con exhaustivos análisis de datos climáticos o más recientemente con trabajos aplicados a la dinámica eólica como es la tesis doctoral de Mir-Gual (2014), por poner un ejemplo reciente. Lo que podemos indicar es que Menorca padece periódicamente las irrupciones de vientos fríos y secos de la parte noroccidental de Europa, siendo lo suficientemente sensibles V significativas estas irrupciones para que se pueda hablar de ellas como elemento característico del clima. Los meses en que los vientos de Tramuntana son más notorios son los de septiembre, octubre, diciembre, enero y febrero, pero particularmente los de enero y diciembre.



FIGURA 4. Mapa con situación de Tramuntana generado por nullschool, una web que genera predicciones gráficas cada 3 horas mediante el uso de supercomputación. La Tramuntana progresa, de forma más o menos canalizada, por el valle del Ródano hasta llegar a Menorca (Baleares).

La Tramuntana alcanza una media de 23'1 km/h, con ráfagas de 72 km/h y hasta en distintas ocasiones al año superando los 100 km/h.

La distribución de los días de Tramuntana durante el año es más caprichosa; pero no solamente el número total de ellos se conserva sensiblemente constante, sino que con relación a la fuerza del viento se reparte también del mismo modo, lo cual demuestra que la distinción entre Tramuntana floja, moderada y fuerte no es arbitraria, sino que son fenómenos que no obedecen exactamente a la misma causa. Los valores medios que se encuentran fácilmente son 60 días de Tramuntana floja, 75 moderada y 30 fuerte, 165 días en total. Descontando los días de Tramuntana floja, quedan 105 días al año que sopla la Tramuntana de velocidad superior a 5 metros por segundo. Con ráfagas de viento de 120 km/h se han detectado olas de hasta 8,2 metros de altura.

Tal como indica Martín-Prieto et al. (2017), este depósito sedimentario está situado entre los mantos eólicos de Son Angladó y Son Morell Vell. Su origen, pues, debe ser también similar a esos dos que cuentan con una vegetación importante que ha ayudado a fijar esos mantos.

Las especies animales y vegetales presentes se corresponden a comunidades bentónicas supra e infralitorales, mayormente infralitorales actuales. Actualmente este es un proceso activo que se da en toda la costa de Menorca, con mayor importancia en situaciones de fuerte Tramuntana.



FIGURA 5. Abundantes retos de Posidonia y arena a 35 msnm.

En la actualidad se han encontrado sedimentos arenosos recientes a 76 m de altura, en la Mola de Fornells, que también conforma un manto eólico más o menos disperso.



FIGURA 6. Perfil del acantilado.

Durante estos últimos milenios las navetas han funcionado como auténticas trampas de sedimento. Sedimento de textura arenosa que ha ayudado a su perfecta preservación. Si consideramos que el nivel de abandono del poblado de navetas se sitúa sobre el 1400-1200 aC, y la altura del muro de la naveta de entre 1,20-1,30 m, nos encontraríamos con tasas medias mínimas de 0,60 mm/año. Y decimos mínimas porque, con toda seguridad, esas tasas sedimentarias han cesado en el momento en que se ha dado la colmatación de las navetas, auténticas trampas de sedimento, y ese dato no lo conocemos.

#### AGRADECIMIENTOS

La edición de esta comunicación ha sido posible gracias a la ayuda del proyecto "Crisis y reestructuración de los espacios turísticos del litoral español" (CS02015-64468-P) del Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO) y del Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER).

#### REFERENCIAS

- Anglada, M., Ferrer, A., Ramis, D. y Salas, M. (2013): Resultats preliminars del projecte entre Illes: el cas dels jaciments de sa Ferradura (Mallorca) i Cala Morell (Ciutadella). V. Jornades d'arqueologia de les Illes Balears. Riera, M. y Cardell, J. (Coord.). Edicions Documenta Balear: 51-58.
- Anglada, M., Ferrer, A., Ramis, D. y Salas, M. (2015): Les llars de foc en els caps costaners de Sa Ferradura (Manacor) i Es Coll de Cala Morell (Ciutadella). In: Andreu, C., Ferrando, C., Pons, O. (Eds.), L'entreteixit del temps. Miscel·lània d'estudis en homenatge a Lluís Plantalamor Massanet. Govern de les Illes Balears, Palma, pp. 59-72.
- Anglada, M., Ferrer, A. Ramis, D. Salas, M. Van Strydonck, M. León, M.J. y Plantalamor, L. (2017): Dating prehistoric fortified coastal sites in the Balearic Islands. *Radiocarbon* (en prensa).
- Blott, S. J. GRADISTAT. Version 8.0. A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments by Sieving or Laser Granulometer.
- Jansà, J.M. (1933): Contribución al studio de la Tramontana en Menorca. Serie A. 3. SMN Madrid.
- Jansà, A. (1976): *Análisis del viento en Menorca*. Serie A. 64. SMN. Madrid.
- Jansà, A. (1976): *Climatologia de Menorca*. Enciclopèdia de Menorca. OCB. Maó.
- Juan, G. y Plantalamor, Ll. (1996): L'aixecament planimètric del cap costaner de Cala'n Morell. Treballs del Museu de Menorca 15. Museu de Menorca, Maó.
- Martín-Prieto, J.A., Pons' G.X., Roig Munar,F.X., Fraga, P., Rodríguez-Perea, A., Gelabert, B. y Mir-Gual, M. (2017): Mantos eólicos en la costa septentrional de Menorca: naturaleza y distribución. In: Gómez-Pujol, L, y Pons, G.X. Geomorfología Litoral de Menorca: dinámica, evolución y prácticas de gestión. Mon. Soc Hist. Nat. Balears. 25.
- Mir-Gual, M. (2014): Anàlisi, caracterització i dinámica de les formes erosives blowout en sistemes dunars de Mallorca i Menorca (Illes Balears). Tesis doctoral. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. 425 pp.
# El Paleolítico sumergido: batimetría y caracterización geológica del fondo marino en zonas próximas a Santander para la localización de yacimientos arqueológicos

# The submerged Palaeolithic: mapping and geological characterization of the continental shelf nearby Santander for the localization of archaeological settlements.

M.A. Sánchez-Carro<sup>1</sup>, V. Bruschi<sup>1</sup>, P. Saiz-Silio<sup>2</sup>, E. Iriarte<sup>3</sup>, I. Galparsoro<sup>4</sup> y P. Arias<sup>5</sup>

1 Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Gobierno de Cantabria, Universidad de Cantabria y Santander). Escuela de Ing. De Caminos, Canales y Puertos. miguelangel.sanchez@unican.es; viola.bruschi@unican.es;

2 Arqueología Subacuática. pablosaizsilio@gmail.com

3 Laboratorio de Evolución Humana. Dpto. de Histórica, Geografía y Comunicación. Universidad de Burgos. eiriarte@ubu.es

4 AZTI Tecnalia. igalparsoro@azti.es
5 Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Gobierno de Cantabria, Universidad de Cantabria y Santander). Facultad de Filosofía e Historia. pablo.arias@unican.es

**Resumen:** Actualmente existe un gran interés por el estudio de zonas costeras sumergidas con objeto de localizar áreas de ocupación humana durante el Paleolítico. La región Cantábrica muestra una importante red de asentamientos en el interior del territorio, lo que permite deducir que la densidad de ocupación paleolítica y mesolítica cerca de la costa fue probablemente de las más altas de Europa. Adicionalmente la plataforma continental es muy estrecha por lo que es probable que los asentamientos ahora sumergidos se localizaran muy próximos a la línea de costa actual y relacionados con los sistemas kársticos. En este sentido se está llevando a cabo una investigación en dos zonas de la plataforma continental en las proximidades de Santander cuyos objetivos son definir con precisión la topografía del fondo marino, analizar las características de las unidades geológicas que afloran en dicho fondo, evaluar si dichas unidades pueden ser susceptibles de tener un modelado kárstico y determinar si las cavidades existentes han podido conservar restos arqueológicos. Se muestran aquí los resultados de la primera fase de la investigación obtenidos a partir del levantamiento batimétrico con ecosonda multihaz de alta resolución y los modelos digitales del terreno. Adicionalmente se describen también los primeros resultados derivados del estudio petrográfico de muestras de roca obtenidas del fondo marino en estas áreas y el análisis comparativo con las principales litologías existentes en las zonas emergidas próximas a las dos áreas estudiadas.

Palabras clave: yacimientos Paleolíticos sumergidos, plataforma continental, batimetría, petrografía, Santander.

Abstract: In the last few years, there has been a growing interest in the exploration of Pleistocene landscapes and Palaeolithic settlement in areas of the European continental shelf that were submerged during the last sea level rise. The coastal plain of Cantabria displays one of the densest concentrations of Palaeolithic and Mesolithic sites in Europe, close to a narrow continental shelf. Therefore, it is likely that those sites were part of a larger network of hunter-gatherers' settlement that would include many sites which are currently submerged. The existence in the coastal area of some karstic areas which might continue below the waters enhances the possibility of Palaeolithic remains being preserved there. Regarding those hypotheses, we are developing a research in two zones of the continental shelf close to the city of Santander (Cantabria, northern Spain). The main aims are to define the topography of the marine bottom, to analyse the characteristics of the geological units that outcrop on the surface of the continental shelf, to assess whether those units have developed karstic structures, and to determine if archaeological remains have been preserved inside the cavities. Here we discuss the results of the first phase of that research. This includes the bathymetry obtained with a high resolution multi-beam eco-sound, the geomorphological analysis of rock samples recovered from the sea bottom and their comparison with the different lithologies of the emerged zones close to the current coastline.

Key words: submerged Palaeolithic sites, continental platform, bathymetry, petrography, Santander.

#### INTRODUCCIÓN

Más de un tercio del territorio ocupado por los grupos humanos del Paleolítico europeo quedó sumergido por el ascenso del nivel del mar después de la última glaciación (Fleming et al., 2014). Es probable, por tanto, que los muchos asentamientos de aquella época, y tal vez los más importantes, estén actualmente cubiertos por las aguas. La región cantábrica, una de las regiones clásicas para el conocimiento del Paleolítico mundial, es un lugar clave para contrastar dicha hipótesis, pues la estrechez de la plataforma continental hace que la costa actual no esté tan alejada de la del Pleistoceno como la de otras regiones particularmente relevantes para el estudio de este período, como Aquitania o el Pirineo francés. A este respecto, resulta significativa la elevada densidad de asentamientos paleolíticos y mesolíticos que encontramos en las zonas costeras de esta región, una de las más elevadas de todo el continente (Fano, 2004), que sugiere que el actual registro arqueológico cantábrico podría ser únicamente el borde meridional de una zona de intensa ocupación paleolítica que habría sido parcialmente velada por la transgresión marina holocena.

El entorno de Santander es un buen ejemplo de esto. En este sector de la costa cantábrica se concentra una de las más densas agrupaciones de yacimientos prehistóricos de la Península Ibérica, incluyendo algunas de las referencias básicas para el estudio del Paleolítico del SO de Europa. Algunos de ellos se sitúan en las cercanías de la actual bahía de Santander, la cual era entonces un amplio valle surcado por el curso bajo del río Miera y algunos afluentes. Es el caso de la cueva de El Pendo, con una de las más extensas y ricas secuencias del Paleolítico español, además de una de las principales colecciones de arte mueble de Europa y un importante conjunto de arte rupestre, incluido en la lista del Patrimonio mundial de la UNESCO (Ontañón et al., 2008), o de cueva Morín, con una excelente secuencia del Paleolítico Medio y Superior.

#### METODOLOGÍA

La investigación se desarrolla en tres fases fundamentales. En primer lugar se ha llevado a cabo un levantamiento batimétrico con ecosonda multihaz de alta resolución que ha permitido obtener los modelos digitales de elevación. Los modelos se generaron a partir de registros obtenidos con una ecosonda multihaz (SeaBat7125). Durante los trabajos de adquisición de datos, los transectos se espaciaron considerando siempre el 100% de cobertura de la superficie muestreada. Los datos obtenidos durante las campañas fueron procesados con el software PDS2000 (Galparsoro et al, 2010). Una vez que los registros fueron filtrados de errores, se les aplicó la corrección de marea a partir de los registros del mareógrafo localizado en el puerto de Santander. Finalmente, se generó un modelo digital de elevaciones de un metro de resolución horizontal.

Por otro lado, partiendo de la hipótesis de que existe una estrecha relación cuantitativa entre los procesos superficiales y las características topográficas, y que estas contienen información geológica relevante, que puede ser extraída mediante análisis numérico, se ha llevado a cabo un primer estudio cualitativo de la batimetría en el entorno de ArcGis. El objetivo principal es identificar los diferentes materiales en las áreas sumergidas y poderlos correlacionar con los de las zonas emergidas, de forma más objetiva y automática.

Finalmente, y disponiendo de la información anteriormente descrita, se procedió a la toma de

muestras con buzo en tres zonas específicas (Figura 1): La Vaca, Isla de Mouro e Isla de Santa Marina. También se muestreó en zonas emergidas para llevar a cabo un análisis comparativo. En la zona del Cabo de Lata se muestrearon las unidades pertenecientes al Cretácico Superior y Paleoceno y en la zona de Santa Marina se muestreó en la costa situada frente a la isla en la zona en la que afloraban los mismos materiales del Cretácico Superior que afloran en la isla.

#### ANÁLISIS ESPACIAL

Partiendo del modelo digital de elevaciones se ha elaborado un mapa de rugosidad mediante análisis cualitativo en el entorno ArcGis, que ha permitido una primera aproximación a la diferenciación entre materiales (Figura 1). El modelo de rugosidad ha permitido distinguir diferentes texturas, que supuestamente corresponden con la alternancia de litologías (Figura 1). Por lo tanto, se ha podido alcanzar el principal objetivo que es diferenciar de una forma más objetiva y automatizada los materiales en las zonas sumergidas, así como las fracturas y posibles fallas. En el caso de las litologías el modelo permite observar la alternancia de materiales pero también se ha prestado atención a las fracturas, que han sido clasificadas en dos categorías en función de su dirección y continuidad (Fig. 1), habiéndose observado que tienen una buena correlación y por lo tanto, continuidad, con las fallas existentes en áreas emergidas (IGME, 2008).

Por otro lado, a partir de los modelos de pendientes, rugosidad y curvatura, también se ha llevado a cabo un análisis tipo ISODATA (Felicísimo, 1994) pero, por el momento, no ha llevado a resultados concluyentes.

#### CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

En la fase actual del proyecto se han muestreado con buzo tres zonas sumergidas obteniendo 10 muestras, así como 13 muestras en las zonas emergidas.

En la zona de La Vaca las muestras sumergidas, 11/1 y 11/2 respectivamente (Figura 2), corresponden con calcarenitas con contenido variable en cuarzo. En la muestra 11/1 el componente principal son granos de cuarzo de tamaño arena muy fina y morfología angulosa – subangulosa, ocasionalmente se observan feldespatos, y excepcionalmente glauconita y bioclastos. El cemento micrítico es común pero domina el doloesparítico. En la muestra 11/2 el componente principal son intraclastos de textura micrítica y tono ligeramente anaranjado que podrían tener un origen biológico.

El cuarzo es muy escaso, aspecto que la diferencia de la muestra anterior, aunque coincide la granulometría, arena muy fina, y la morfología de los granos.



FIGURA 1. Esquema de localización. A) Zonas de muestreo: La Vaca, Isla de Mouro y Santa Marina. B) Mapa de rugosidad obtenido a partir de análisis ArcGis en el que se puede observar la alternancia de litologías y la continuidad de las fracturas. Las cinco clases de rugosidad (1: alta – 5: baja) debería reflejar la alternancia de las diferentes litologías. El área del mapa B corresponde al área incluida en el círculo amarillo del mapa A.

En la zona de costa se muestrearon los materiales pertenecen al Cretácico Superior, Campaniense Superior (IGME, 2008).

El análisis petrográfico indica la presencia de calcarenitas arenosas, que en el caso de la muestra C1 son ricas en cuarzo tamaño arena muy fina, con presencia también de feldespatos y parches micríticos. El cemento es doloesparítico y ocasionalmente micrítico. La muestra C2 se caracteriza por el bajo contenido en cuarzo, siendo dominantes los parches micriticos y los intraclastos de calcita. El cemento esparítico y micrítico aparece aproximadamente en igual proporción. Las muestras T1 y T2 presentan características similares a las anteriormente descritas, perteneciendo la T2 al Paleoceno (IGME, 2008).

En el área de la Isla de Mouro se han obtenido 5 muestras en zonas sumergidas. Tres de ellas se sitúan en la zona comprendida entre la Península de La Magdalena y la Isla de Mouro (10.6.2/3, 10.6.4/4 y 10.6.4/5 en Figura 1). Las otras dos, Dolina N y Dolina S, se sitúan al NO y muy próximas a la isla. El análisis petrográfico muestra varias litologías. Las muestras 10.6.2/3 y Dolina S son calcarenitas con cuarzo abundante de tamaño arena fina, ocasionalmente clorita, micas y opacos. La textura es clasto-soportada y en el caso de la Dolina S el contenido bioclástico es abundante. El resto de muestras corresponden con calizas bioclásticas con intraclastos de micrita. La muestra 10.6.4/4 es una caliza tipo wackestonepackstone, con intraclastos de esparita de gran tamaño. La 10.6.4/5 es un caliza tipo grainstone con intraclastos también de micrita y cemento esparítico. La muestra designada como Dolina N es un rudstone bioclástico con cemento esparítico.

En la zona de la Isla de Santa Marina el análisis petrográfico mostró la presencia de glauconita como rasgo diferenciador. Las muestras 13.1/1 y 13.1/2 son calcarenitas ricas en cuarzo tamaño arena muy fina, micrita y fragmentos de bivalvos, además de la glauconita indicada anteriormente.

La 10.1/1 es una caliza tipo mudstone-wackstone con orbitolinas e intraclastos micríticos y glauconita. Finalmente la muestra SM\_1, tomada en la costa frente a la isla, corresponde con una calcarenita rica en cuarzo de tamaño arena muy fina y micrita.

#### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio realizado en la plataforma continental próxima a la ciudad de Santander ha permitido obtener una primera aproximación a sus características geomorfológicas.

Las diferentes texturas identificadas y el patrón y continuidad de fracturas corroboran la relación existente con el interior.

Adicionalmente las muestras analizadas señalan una correcta correlación con las existentes en la zona continental.



FIGURA 2. Fotografías de láminas delgadas de las muestras obtenidas (4x). a) Muestra 11/1 (nx), granos de cuarzo con cemento micrítico y doloesparítico, b) Muestra C1 (nx) similar a 11/1. c) Muestra 10.6.2/3 (nx), calcarenita de textura clastosoportada. d) Muestra 10.6.4/5(npp), caliza bioclástica con cemento esparítico e) dolina sur (nx), caliza bioclástica con orbitolinas. f) Muestra 13\_1/1 (nx) y g) Muestra 13.1/2 (nx), calcarenita con cemento micrítico. h) Muestra 10.1/1 (npp), caliza tipo mudstone con glauconita i) Muestra SM\_1 (npp), calcarenita rica en cuarzo y cemento micrítico.

Las muestras 11/ y 11/2 se asemejan a la Unidad 16 (IGME, 2008) del Campaniense Superior, así como las de la Isla de Santa Marina, 13\_1/1 y 13\_1/2, lo que indica la posible existencia de una estructura tipo anticlinal en esta zona. Finalmente las muestras próximas a la Isla de Mouro se pueden correlacionar con las diferentes facies de la Unidad 8 (IGME, 2008).

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado del proyecto de investigación P5Cant financiado a través de las Ayudas para la Investigación "Cantabria Explora" del Parlamento de Cantabria (2015-2017).

#### REFERENCIAS

- Fano, M.Á. 2004): Las sociedades del Paleolítico en la región Cantábrica, Diputación Foral de Bizkaia, Bilbao.
- Felicísimo, A.M. (1994): Modelos digitales de terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Pentalfa, Oviedo, 222 p.
- Flemming, N.C., Çağatay, M.N., Chiocci, F.L., Galanidou, N., Lericolais, G., Jöns, H., Missiaen, T., Moore, F., Resentau, A., Sakellariou, D., Skar,

B., Stevenson, A. y Weerts, H. (2014): Land Beneath the Waves Submerged landscapes and sea level change: A joint geoscience-humanities strategy for European Continental Shelf Prehistoric Research, European Marine Board, Ostend.

- Galparsoro, I., Borja, Á., Legorburu, I., Hernández, C., Chust, G., Liria, P., Uriarte, A. (2010): Morphological characteristics of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain); their implications for Integrated Coastal Zone Management. Geomorphology, 118: 314-329.
- IGME, (2008): Mapa Geológico de España. Escala 1:25.000. Hoja de Santander. Nº 35-I
- Ontañón, R., García de Castro, C. y Llamosas, A. (2008): Palaeolithic Cave Art of Northern Spain (Extension to Altamira). Proposal of Inscription of Properties in the UNESCO List of World Heritage. Santander: Comisión de Coordinación del Bien "Arte Rupestre Paleolítico de la Cornisa Cantábrica".

# Las cuevas subacuáticas del litoral del Migjorn y Llevant de Mallorca

### Littoral underwater caves from Southern and Eastern Mallorca

# F. Gràcia<sup>1,2</sup> y J. J. Fornós<sup>1,2</sup>

1 Grup de Ciències de la Terra (Geologia i Paleontologia "Guillem Colom"), Depto de Biologia; Universitat de les Illes Balears. 2 Societat Espeleològica Balear. Carrer Margalida Xirgú, num 16 baixos. E-07011. Palma. xescgracia@yahoo.

**Resumen:** Las cuevas subacuáticas forman parte del karst eogenético litoral, concretamente del endokarst inundado, al menos parcialmente, por las aguas freáticas litorales. Las variaciones del nivel del mar debidas a causas glacioeustáticas, son también las responsables en gran parte de la espeleogénesis de las propias cuevas. Esta franja costera posee una anchura de orden kilométrico, ya que la influencia del mar en las porosas calcarenitas con permeabilidad primaria y secundaria determinan la penetración de las aguas marinas tierra adentro y la disposición de una zona de mescla, agresiva químicamente. De las cavidades se realizan diversas investigaciones y trabajos: la exploración, la topografía, la descripción, las características hidrológicas, el estudio de las morfologías primarias o de disolución, las morfologías secundarias o espeleotemas, la distribución de las salas de hundimiento, los sedimentos, los restos arqueológicos encontrados, la fauna anquihalina, los fósiles, la relación de las cavidades con la superficie, la relación de las cuevas con las calas y surgencias submarinas y los impactos que afectan a las cavidades. El interés espeleométrico de algunas de las cuevas subacuáticas las sitúan en primer orden como cavidades litorales a nivel europeo e incluso mundial. La litología en las que se localizan comprende desde el Mioceno superior hasta el Pleistoceno. Constituyen, tanto por el continente que representan las cuevas en sí mismas, como por el importante contenido que encierran, una parte importante del patrimonio natural y cultural de Mallorca que se debe gestionar adecuadamente y potenciar su estudio y conservación.

Palabras clave: cuevas subacuáticas, Mallorca, litoral, karst eogenético, patrimonio natural.

Abstract: The greater part of the Mallorca underwater caves fit properly into the classical eogenetic littoral karst schema, especially when these caves are partially flooded by littoral phreatic mixed waters. Glaciaoeustatic sea level oscillations are the main factor responsible of their speleogenetic formation and evolution. From a morphological point of view, these caves evolve strip-like and near to the coast and can attend kilometres in length. They tend to develop in Upper Miocene or Pleistocene calcarenites bedrocks with high primary and secondary porosity that allow the entrance of saline marine waters. The interaction of marine waters with the phreatic freshwaters results in the creation of a mixed water zone that increases the chemical aggressiveness. The exploration of these cavities –some of them are the largest underwater caves at European level– had been focused in the description of sedimentary processes and archaeological remains, as well as the description of the anchialine fauna or the relationship of the cavities with the surface processes underwater springs and finally, also the associated environmental impacts. The littoral underwater Mallorcan caves constitute an exceptional natural and cultural heritage that should be preserved and their management must put the focus on their study and preservation.

Key words: underwater caves, Mallorca, littoral, eogenetic karst, natural heritage

#### INTRODUCCIÓN

Mallorca, pese a tener una extensión de únicamente 3.640 km<sup>2</sup>, posee una gran diversidad, tanto desde el punto de vista cualitativo como cuantitativo, de cavidades subacuáticas. Éstas se pueden diferenciar en: cuevas de abrasión marina, cavidades freáticas litorales y galerías de drenaje. Las abundantes cuevas de abrasión marina, no tienen un origen kárstico y son de reducidas dimensiones (Vicens *et al.*, 2011). Las galerías de drenaje, ríos subterráneos, están presentes en la Serra de Tramuntana, pero no se hallan en el Migjorn y Llevant de Mallorca. Las cavidades freáticas litorales son las que caracterizan propiamente el karst litoral, y están muy influenciadas por la evolución costera a lo largo del Cuaternario, especialmente debido a las oscilaciones del nivel marino por causas importantes pertenecen a la tipología de cuevas de la zona de mezcla. Las cuevas aportan pruebas de una espeleogénesis compleja que incluye la recarga meteórica superficial con un claro drenaje en dirección al mar en donde determinan la presencia de surgencias submarinas, la disolución producida en la zona de mezcla litoral, así como una recarga basal de origen hipogénico. Por lo que respecta a los aspectos geológicos y geomorfológicos, las cuevas muestran un factores fuerte control impuesto los por sedimentológicos de la arquitectura del arrecife coralino del Mioceno superior (litología y textura carbonatada predominante). Destaca la presencia de cavidades en eolianitas (Fig. 1) y calcarenitas del Plio-Cuaternario (Gràcia et al., 2014a y Gràcia y Fornós,

glacioeustáticas (Ginés, 2000; Ginés y Ginés, 2011). Las formaciones endokársticas de la franja litoral más 2014b). El acceso a la mayor parte de cavidades, declaradas ZEC, se encuentra restringido y se limita a los trabajos de exploración, topografía y estudios de diversos tipos que deben ser autorizados.



FIGURA 1. Es Dolç, cueva genéticamente reciente que se abre en las eolianitas y calcarenitas del Pleistoceno y Plioceno. Foto A. Cirer.

#### HISTORIA DE LAS EXPLORACIONES

Las cuevas litorales han atraído la atención de viajeros y naturalistas, a partir sobretodo de las exploraciones efectuadas hace más de un siglo en las turísticas Coves del Drac, en el municipio de Manacor. La exploración de prolongaciones subacuáticas en las cavidades litorales del Migjorn de Mallorca ha proporcionado, en el pasado y actualmente, interesantes hallazgos. Se puede decir que fue a finales de los 80 y comienzos de los 90 que varias expediciones de británicos a Mallorca supusieron el inicio de la auténtica exploración subacuática de las cuevas espeleobuceo mallorquinas. El mallorquín especializado se inició en el año 1994 (Gràcia et al., 1997) y desde entonces se han explorado y documentado en equipo las principales cuevas subacuáticas de la isla (Fig. 2).



FIGURA 2. Uno de los lagos de la Cova d'en Bassol que permite acceder a importantes continuaciones de la cavidad. Por poco no queda bloqueado por la acumulación de bloques de hundimiento. Foto M. A. Perelló.

Actualmente y después de 24 años de exploración proseguimos con los compañeros del Grup Nord de Mallorca (GNM) y de otros espeleólogos

pertenecientes principalmente la Societat а Espeleològica Balear (SEB) en la exploración, estudio y divulgación del gran Patrimonio Natural que suponen estas cavidades. Algunos de los compañeros actualmente ya no se dedican al espeleobuceo, pero su contribución ha sido vital y todos han aportado esfuerzo, dedicación y tiempo en el conocimiento geográfico subterráneo de Mallorca. Ellos han sido o son, por orden cronológico: P. Watkinson, R. Landreth, O. Clarke, B. Clamor, J.J. Lavergne, M.A. Gual, M. Febrer, P. Gamundí, J. Pocoví, P. Gracia, A. Cirer, A. Cifre, M. Martínez, J.C. Lázaro, M.À. Perelló, M.À. Vives, N. Betton, G. Mascaró, J. Pérez, A. Kristofersson y D. Ansali. Mención destacada se los compañeros espeleofotógrafos merecen subacuáticos T. Bordoy, C. Bodi, R. Landreth, Ó. Espinasa, P. Gracia, M.À. Perelló y A. Cirer por su excelente labor en condiciones extremadamente dificultosas. Las filmaciones han sido obra del incansable M.À. Perelló, que ha permitido divulgar los valores del Patrimonio subterráneo de Mallorca.

#### PRINCIPALES CAVIDADES ESTUDIADAS

Entre las cavidades subacuáticas exploradas y documentadas (Fig. 3) destacan la Cova Genovesa (Manacor), el sistema de cuevas Pirata-Pont-Piqueta (Manacor), la Cova de Cala Varques B (Manacor), el sistema Gleda-Camp des Pou (Manacor), la Cova dels Ases (Felanitx), la Cova des Coll (Felanitx), la Cova d'en Bassol (Felanitx), la Cova del Drac de Cala Santanyí (Santanyí), la Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor), es Dolç (ses Salines) y les Coves del Drac (Manacor). Entre ellas se encuentran varias de las cavidades litorales de mayor recorrido subacuático de Europa (Gràcia, 2015).



FIGURA 3. Situación de las principales cuevas litorales.

#### **ESPELEOGÉNESIS**

A lo largo de las últimas décadas, se ha ido sugiriendo para estas cuevas un modelo genético que contempla la formación de vacíos primigenios, originados por disolución en la zona freática litoral a causa de la agresividad que se deriva de la mezcla entre aguas continentales dulces y aguas marinas, dentro de un contexto hidrogeológico de elevada permeabilidad a causa de una importante porosidad primaria, sin desmerecer por ello la presencia de una compleja red de diaclasación y fracturación de tipo distensivo. A esta génesis se le puede superponer la contribución de las aguas de origen meteórico y las de recarga basal profunda (Ginés et al., 2011). Muchas de las galerías y salas de estas cavidades se localizan por debajo del nivel marino y por tanto corresponden a vacíos llenos de agua en la actualidad. Es muy interesante el hecho de que hay diferentes niveles de cavidades que se corresponden a diferentes períodos de espeleogénesis. El patrón planimétrico de las cuevas de esta tipología denota la coalescencia, un tanto aleatoria, de unidades más o menos independientes, que han ido creciendo tridimensionalmente y conectando unas con otras, hasta dar lugar a una disposición en planta de carácter ramiforme (Fig. 4). Las cuevas litorales mallorquinas suelen poseer abundantes salas de hundimiento y macizos estalagmíticos que incrementan mucho el recorrido, a diferencia de los sifones rectilíneos más estrechos y sencillos de la mayor parte de cavidades subacuáticas europeas. Este hecho provoca importantes diferencias en el cálculo del recorrido, dependiendo del criterio que se adopte. También presentan una disposición de salas y galerías más anárquica y difícil de prever al explorar las redes inundadas.



FIGURA 4. Topografia del Sistema Gleda-Camp des Pou.

Además de las cuevas de abrasión marina y por lo tanto no kársticas, abunda en el litoral una tipología de cavidades que es el resultado de la captura de las cuevas de la zona de mezcla litoral, es decir, de origen kárstico, por el retroceso de los acantilados causado por la erosión de la mar (Montoriol-Pous, 1971). Estas cuevas, llamadas capturas kárstico-marinas, están fuertemente influenciadas, aunque sea sólo en las zonas más cercanas a la mar, por la dinámica litoral. En este tipo de cavidades abundan los depósitos sedimentarios, a menudo bastante complejos, en los cuales se intercalan secuencias de espeleotemas con brechas osíferas de vertebrados terrestres y materiales detríticos marinos, constituyendo registros de gran interés espeleocronológico. Estos depósitos están del todo condicionados por las variaciones del nivel marino durante el Cuaternario, debidas a causas glacioeustàticas (Fig. 5). También es determinante el nivel actual del mar Mediterráneo para explicar la existencia de lagos subterráneos de aguas freáticas salobres, que ocupan las cotas inferiores de las cavidades.



FIGURA 5. Paleonivel freático a -23 m de profundidad, indicador de niveles regresivos del Mediterráneo a causa de pulsaciones frías pleistocenas. Cova d'en Bassol. Foto M. A. Perelló.

largo del Pleistoceno, las bajadas А lo glacioeustáticas del nivel marino incentivaron los hundimientos de los techos y paredes de las cuevas, al disminuir la sustentación que suponía el agua. Las intensas fases de deposición de espeleotemas (Fig. 6) contribuyeron después a enmascarar las características de los vacíos primigenios y de los materiales generados por los derrumbes. Hay que remarcar que la magnitud de los procesos de colapso y reajuste mecánico de la masa rocosa condiciona en gran medida el aspecto de una parte importante de las galerías y salas de las cavidades, al mismo tiempo que es responsable de su apertura al exterior por medio de hundimientos en superficie, las llamadas dolinas de hundimiento. También es posible la observación de galerías poco afectadas por derrumbamientos y que mantienen un domino de las morfologías de corrosión de las aguas.



FIGURA 6. Las cuevas mallorquinas se suelen caracterizar por la abundancia de espeleotemas. Foto A. Cirer.

### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El resultado de las investigaciones hasta el día de hoy son más de 60 km de galerías y salas de cavidades inundadas exploradas y topografiadas a lo largo de más de 1.000 días de immersiones. Los estudios que se efectúan actualmente presuponen un futuro con importantes novedades y cambios significativos del conocimiento geográfico subterráneo. Las aportaciones interdisciplinares en muchos campos científicos proyectarán un enriquecimiento importante, en muy diversos campos como la geomorfología, geología, zoología, paleontología, espeleocronología y, también, en arqueología.



FIGURA 7. Impresionante bandera de las Coves del Drac. Foto A. Cirer.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado de los proyectos de investigación CGL2013-48441-P y CGL2016-70246-P (AEI/FEDER, UE). Agradecemos a los propietarios y personal de las Coves del Drac así como a los de las otras cavidades estudiadas las facilidades de acceso y apoyo dados. También la autorización de acceso a las cavidades declaradas ZEC por parte de la *Direcció General d'Espais Naturals i Biodiversitat de la Conselleria de Medi Ambient, Agricultura, i Pesca del Govern de les Illes Balears.* Se agradece especialmente la ayuda prestada por el grupo de espeleobuceo del Grup Nord de Mallorca.

- Ginés, J. (2000): El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronologia. Tesis doctoral. Inèdit. Universitat de les Illes Balears, 595 p.
- Ginés, J. y Ginés, A. (2011): Classificació morfogenètica de les cavitats càrstiques de les Illes Balears. In: Gràcia, F.; Ginés, J.; Pons, G.X.; Ginard, A. & Vicens, D. (eds.) El carst: patrimoni natural de les Illes Balears. Endins, 35 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 17: 85-102.
- Ginés, J.; Fornós, J.J.; Ginés, A.; Merino, A. y Gràcia, F. (2014): Geologic constraints and speleogenesis of Cova des Pas de Vallgornera, a complex coastal cave from Mallorca Island (Western Mediterranean). *International Journal of Speleology*, 43 (2): 105-124. Tampa, USA.
- Gràcia, F., Watkinson, P., Monserrat, T., Clarke, O. y Landreth, R. (1997): Les coves de la zona ses Partions-Portocolom (Felanitx, Mallorca). *Endins*, 21: 5-36.
- Gràcia, F. (2015): Les cavitats subaquàtiques de les zones costaneres del Llevant i Migjorn de Mallorca. Tesi Doctoral. Universitat de les Illes Balears. 984 págs. Inédita.
- Gràcia, F. y Fornós, J. J. (2014): Les morfologies de dissolució hipogèniques i de la zona de mescla litoral a es Dolç (Colònia de Sant Jordi, Ses Salines, Mallorca). *Endins*, 36: 97-112.
- Gràcia, F.; Clamor, B.; Gamundí, P.; Cirer, A.;
  Fernández, J. F.; Fornós, J. J.; Uriz, M. J.; Munar,
  S.; Vicens, D.; Ginard, A.; Betton, N.; Vives, M.
  A.; Jaume, D.; Mas, G.; Perelló, M. A. y Cardona,
  F. (2014): es Dolç (Colònia de Sant Jordi, ses
  Salines, Mallorca): cavitat litoral amb influències
  hipogèniques a les eolianites quaternàries i
  materials del Pliocè. *Endins*, 36: 69-96.
- Montoriol-Pous, J. (1971): Estudio de una captura kárstico-marina en la isla de Cabrera (Baleares). *Geologica Acta*, 6(4): 89-91.
- Vicens, D.; Gràcia, F., Ginard, A.; Crespí, D. y Balaguer, P. (2011): Cavitats litorals de gènesi marina a les Illes Balears. *Endins* 35 / *Mon. Soc.*, 17: 227-236.

# El Patrimonio Paleontológico litoral de Mallorca (Islas Baleares, Mediterráneo occidental).

#### Coastal Paleontological heritage in Mallorca (Balearic Islands, Westen Mediterranean).

#### **B.** Morey

Fra Juniper Serra 19. Sta. Eugènia .Mallorca. 07142. Telf. 971 144221. bernatmoreycolomar@yahoo.es. Dept. Ciencias de la Tierra. UIB. Soc. d'Hist. Nat. de les Balears. Palma de Mallorca.

**Resumen:** En los trabajos de catalogación, caracterización y valoración del patrimonio Paleontológico de Mallorca se han catalogado cerca de 1100 LIPs (*Lugares de Importancia Paleontológica*) de distinta relevancia y singularidad. De estos un 45% son litorales. Se enumeran los más significativos y se comparan por su relevancia y gestión con el registro coetáneo interior. Los datos y la media de cada factor de valoración y periodo se han tomado de las valoraciones efectuadas en los estudios matriz. Los LIPs litorales se muestran con valor intrínseco semejante o superior al de sus coetáneos interiores pero con un valor de gestión más elevado. El patrimonio Paleontológico litoral se observa mejor delimitado, más accesible y fácil de estudiar pero también más vulnerable y peor conservado. Para el ítem Entorno patrimonial las divergencias son mayores a favor del registro litoral Tortomessiniense y Plioceno. Igual pasa para Interés Didáctico y Turístico con mayores divergencias para el Dogger- Malm, Cretácico y Plioceno. Todo se refleja en el valor científico del registro estudiado con importantes diferencias a favor del patrimonio Paleontológico litoral. **Palabras clave:** patrimonio Paleontológico litoral, valor intrínseco, gestión., interés científico.

Abstract: In the cataloging, characterization and valuation of the paleontological Heritage of Mallorca have catalogued 1100 LIPs (Palæontological Sites) of different relevance (45% coastal heritage). They listed the coastal paleontological heritage more significant. It is compared by its relevance and management value with the inner contemporary registry. The data and the average of each factor of valuation and period have been taken from the valuations conducted in the principal studies. The coastal Palaeontological heritage are observed intrinsic value similar or superior to the one of their contemporary interiors but with elevated value of management more. The coastal heritage is observed better delimited, more accessible and easy to study but also more vulnerable and worse conserved. For surrounding the divergences are great for Torto- Messinian and the Pliocene littoral record. Equal it happens for Didactic and Tourist Interest with greater divergences for the Dogger- Malm, Cretace and the Pliocene. It is reflected in the Scientific interest with important differences in favor of the coastal Paleontological heritage.

Key words: coastal Palaeontological heritage, intrinsic value, management, scientific interest

#### INTRODUCCIÓN

La franja litoral de Mallorca ha sido muy estudiada a nivel geológico y paleontológico. En ella se sitúan la mayoría de los perfiles Miocenos y Pleistocenos interpretados en la última década (Morey, 2008; Vicens, 2015; Mas, 2015). Otros muchos estudios geomorfológicos se centran también en este importante sector de estudio (Gómez Pujol *et al.*, 2007; Pons y Vicens, 2007)

En los trabajos de catalogación, caracterización y valoración del patrimonio Paleontológico de Mallorca se han catalogado cerca de 1100 LIPs (*Lugares de Importancia Paleontológica*. Morey, 2016) (Tablas I y II). Cerca de 500 de ellos (45%) se encuentran dentro de los 50 primeros metros litorales.

En esta comunicación se han catalogado y valorado el patrimonio litoral más significativo (Tabla II. Fig. 1) y se realiza un estudio comparativo respecto del Patrimonio coetáneo interior.

#### METODOLOGÍA

Los LIPs litorales son valorados con los mismos factores y puntuación utilizada para los trabajos de valoración del patrimonio Paleontológico del conjunto de la isla de Mallorca siguiendo los criterios de distintos autores (Carcavilla et al., 2007; Morey, 2016; 2017). Para obtener la puntuación de cada LIP se ha valorado su: riqueza estratigráfica, singularidad estratigráfica, riqueza taxonómica, singularidad taxonómica, extensión del yacimiento, potencia, densidad fosilífera, estado del material, interés científico, accesibilidad, facilidad de observación, estado del LIP, vulnerabilidad, utilidad como recurso didáctico, entorno patrimonial e interés turístico (Tabla I).

Para ello se ha comparado su valor frente a todo el conjunto (litoral + interior. Tablas II y III) para cada factor y período geológico. Los resultados (media aritmética x10) se presentan en las tablas II y III.



FIGURA 1. Mapa geológico de Mallorca (Gelabert, 1998) y principales yacimientos paleontológicos litorales. Numeración Tabla II.

Ítem o factor	Valor o puntuación
Riqueza Estratigráfica	Cada paleofàcie con registro fósil presente (1Pt)
Sing. Estratigráfica	Paleofàcie con especies significativas o singulares (1Pt). Holotipo (1-2Pt).
Riqueza taxonómica	50% taxones para periodo (2Pt); 50-25% (1Pt). Más de 5 grupos taxonómicos (2Pt). +de 3 grupos (1Pt)
Sing. taxonómica	Asociación singulares (1Pt); Taxa signific. (1Pt), únicas . Singulares (1Pt); Taxón determinado (1Pt)
Extensión	Extensión superior al Km2,(3Pt), Hm2(2Pt), Dm2 (1Pt). Todos LIPs medidos (1Pt).
Potencia (P)	LIPs con potencia máxima (3Pt); 50% (2Pt); 33% (1Pt); Todos medidos (1Pt).
Densidad (D)	Densidades de 40, 20, 10 e/m2 o 20m de recerca. (1Pt.Sumatiu). Todos medidos (1Pt).
Estado Material (Cm)	Conservación media (1 Pt); Buena (2Pt); Excepcional (3Pt).
Interés Científico (H)	Anterior 1975 (1Pt); inédito (1Pt); Datado (1Pt); +de 1 estudio (1Pt). Reg. (1Pt), Nal. (2Pt); Internal (3Pt)
Accesibilidad (A).	LIP a - de 300 m de carretera (1Pt); Núcleo urbano (1Pt); Buena localización- fácil acceso (1Pt).
Observación (O).	Km a carretera (1Pt); No peligroso (1Pt); Espectacularidad- interpretación. (1Pt); Buena condiciones (1Pt)
Estado del LIP (Cj)	Media baja (1Pt). Media (2Pt); Buena (3Pt), Excepcional (4Pt).
Vulnerabilidad (V)	Materiales blandos (1Pt); Fuerte erosión (1Pt). Impactos leves (1Pt) o graves (2Pt). Inminente (1Pt)
Util. Didáctica (Dc)	Modelo publicaciones divulgativas (1Pt); Otros bienes patrimoniales (1Pt); Centro interpretación (1Pt).
Entorno Patrim (E)	Entorno del LIP relevante (1Pt)/ Muy relevante (2Pt). Natural (1-2Pt), Histórico (1-2Pt), Paisajístico (1Pt)
Interés Turístico (T).	Centro interpretación (1Pt); Propaganda (1Pt); Otro Patrimon. cultural (1Pt); Espectacularidad (1Pt)

TABLA I. Factores de valoración para el patrimonio Paleontológico de Mallorca y puntuación según Morey (2016)

Ν	LIP	Р	Pt	Ν	LIP	Р	Pt	Ν	LIP	Р	Pt
1	P. Canonge	3	38	21	Pas des Verro		44	41	Canyamel		35
2	Port Banyalbufar	4	51	22	Cap Blanc	1	70	42	Coves ermita		41
3	C. Estellencs	1	44	23	Bancals	5	57	43	Cala Agulla		43
4	Sant Elm.	6	48	24	Cala Pi	5	55	44	C. Mezquida		33
5	Cala Egos		26	25	Vallgornera	5	38	45	Font Celada		33
6	Puig Migdia		26	26	Estelella	5	44	46	Albarca		30
7	Cala Blanca	1	55	27	Ses Covetes	2	50	47	Caló des Camps	3	46
8	Camp de mar		32	28	Racó s'Arena	2	39	48	Son Serra		39
9	C. Fornells- Monjos	5	44	29	Cap Salines	3	35	49	Son Real - Casat		37
10	Peguera	1	55	30	C. Llombards	3	58	50	Alcanada		32
11	Banc Eivissa	1	50	31	C. Santanyí	3	38	51	Coll Baix		34

12	Portals Vells		43	32	Estret Temps	1	53	52	Pta. Tacàritx		26
13	Cala Falcó		42	33	Cala Brafi		43	53	P. S. Joan- Manresa		28
14	Porto Pi	2	65	34	Porto Colom 31 54 Cala Bóquer			45			
15	Carnatge- C. Tir	1	54	35	Cala Murada	5	44	55	C. S. Vicens	5	49
16	La Pineda	5	42	36	Porto Cristo		45	56	Illeta		31
17	Cap Orenol		37	37	Cala Morlanda		37	57	Lluchalcari		47
18	Cap Enderrocat		29	38	Illot-Bufador		35	58	Son Marroig	2	60
19	Cala Vella		28	39	C. Nao-Pta. Amer		41	59			
20	Morería	1	59	40	Port Roig.		28	60			

TABLA II. Principales LIPs litorales .Numeración en mapa- Figura 1(N. Número del sitio). P. Posición que ocupa le LIP respecto de sus coetáneos (según periodo geológico). Pt. Puntuación total según factores observados en Tabla 1.

	%	E	El	Т	Tl	Х	Xl	C	Cl
L	10	41	40	65	63	74	68	60	60
DM	9	69	68	50	49	78	83	63	63
С	11	58	60	56	60	75	82	62	63
3P	11	51	83	53	70	88	80	62	77
S	25	61	78	57	56	70	82	61	70
Tm	70	76	78	51	57	118	121	80	86
Р	37	64	95	46	50	88	96	66	80
VT	32	32	33	57	58	60	57	50	50
T%	45	56	78	39	57	81	94	63	69

TABLA IIIa. Comparativa entre puntuación según periodo geológico y factores intrínsecos para cada periodo en su conjunto (L. Liásico. DM. Dogger-Malm; C. Cretácico; 3P. Terciario Pretectónico : S. Mioceno Sintectónico; Tm. Tortomessiniense; P. Plioceno. VT. Vertebrados y terrestre. T. Total). y litorales-l (E-Et. Estratigrafía; T-Tl. Taxonómicos; X-Xl. Factores físicos. C-Cl. Conservación material.%. Proporción de LIPs litorales.

	A	Al	0	Ol	Н	Hl	V	Vl	Е	El	D	Dl	Т	Tl	%	%1
L	07	07	07	07	41	45	04	04	29	40	03	03	04	04	13	17
DM	12	2	06	12	28	45	08	14	31	22	06	10	01	04	13	18
С	18	38	18	20	41	44	18	21	25	30	07	12	03	10	17	25
3 P	18	2	09	15	48	65	11	25	26	10	0.6	07	02	02	16	21
S	2	18	11	09	09	09	18	18	09	09	09	09	03	04	11	11
Tm	22	2,7	16	20	22	27	14	16	36	51	14	18	06	08	17	26
Р	16	2	15	11	35	50	25	25	31	50	11	16	03	03	19	26
VT	08	1	01	05	62	58	15	13	45	48	05	06	01	02	19	21
Т %	15	18	10	12	36	43	14	16	28	32	07	10	03	04	15	19

TABLA IIIb. Comparativa entre puntuación según periodo geológico y factores de gestión para cada periodo en conjunto (L. Liásico. DM. Dogger-Malm; C. Cretácico; 3P. 3ario Pretectónico : S. Mioceno Sintectónico; Tm. Tortomessiniense; P. Plioceno. VT. Vertebrados y terrestre. T. Total) y litorales (A. Accesibilidad; O. Observación; H. Interés Científico. V. Vulnerabilidad; E. Entorno Patrimonial; D Interés Didáctico; T. Turístico.

#### DISCUSIÓN

La comparativa entre registro paleontológico litoral e interior sólo es posible para los períodos Liásico (L. Tablas III), Dogger- Malm (CM), Cretácico (C), Eoceno- Oligoceno (3P), Mioceno Sin y Posttectónico (S y TM), Plioceno (P) y Plio- pleistoceno terrestre (Vt).

Los LIPs Buntsandstein (NW de la isla) y del Pleistoceno superior marino son todos litorales. Los LIPs Muschelkalk (salvo contacto Buntsandstein) y Serravaliense son todos interiores (Fig. 1).

Salvo para el Jurásico y el Mioceno Sintectónico cada LIP mejor valorado para cada período estudiado es litoral. Este dato ya es significativo. Aún así las diferencias intrínsecas entre LIPs litorales e interiores sólo son remarcables para el Terciario pretectónico (3P) y el Plioceno. Las diferencias entre el Mioceno postectónico litoral e interior no son tan altas como cabría esperar para un registro litoral mejor estudiado. Ello se debe a la relevancia alcanzada por algunos LIPs interiores de estudio reciente (Morey, 2016). Para el Plioceno los LIPs mejor valorados son interiores pero responden a antiguas playas hoy muy por encima del nivel del mar.

**Gestión:** Los LIPs litorales muestran en líneas generales mejor puntuación de gestión con diferencias de hasta 4 puntos (0,4 x 10) respecto de los interiores. Las diferencias son más acusadas para el Cretácico (8Pts) el Tortomessiniense (9Pts) y el Plioceno (7Pts. Tabla IIIb). Los LIPs Jurásicos y Cretácicos se observan mucho más accesibles que sus coetáneos interiores. Igual pasa en Condiciones de Observación (O) con máximas diferencias a favor del registro Jurásico y Cretácico y del Terciario Pretectónico siendo negativas para el Mioceno Sintectónico y Plioceno.

Los LIPs litorales se muestran ligeramente más vulnerables y peor conservados con diferencias

mínimas para el Sintectónico y Plio- Pleistoceno terrestre y máximas para el Plioceno, Torto-Messiniense y Cretácico. Para Vulnerabilidad (Vu) las diferencias son máximas para el 3ario pretectónico (14 puntos) y Dogger- Malm (6pts) debido a la urbanización litoral).

Respecto del Entorno patrimonial si bien las diferencias no son muy acusadas las divergencias son grandes a favor de los LIPs litorales para el Tortomessiniense o Plioceno y a favor de los interiores para el Dogger- Malm y el Terciario pretectónico. Ello parece responder a la combinación de terrenos duros y blandos construidos los primeros en la antigüedad y urbanizados estos últimos en la actualidad. Igual pasa para Interés Didáctico y Turístico con mayores divergencias para el Dogger- Malm, Cretácico, Tortomessiniense y Plioceno. Estas diferencias de gestión se reflejan en el factor Interés Científico-Histórico (H) a favor del patrimonio Paleontológico litoral con importantes divergencias para el Dogger-Malm, Prectectónico y Plioceno (Tabla IIIb).

#### CONCLUSIONES

El patrimonio Paleontológico litoral de Mallorca se muestra con mejor o igual valor intrínseco que su coetáneo interior y con un valor de gestión más elevado. Su valor Científico se incrementa al mostrarse más vulnerable, accesible y mejor definido. También muestra mejor valor de gestión al situarse en entornos patrimoniales más valiosos y mostrar por todo ello mejor valor didáctico- divulgativo y turístico.

Los estudios en el patrimonio Paleontológico confirman que la franja litoral es una zona de gran valor patrimonial y más en una comunidad turística costera como es el archipiélago balear.

- Carcavilla, L. López, J. y Durán, J. J. (2007): Patrimonio geológico y diversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos. *Publicaciones del IGME. Serie. Cuadernos del Museo Geominero.* Madrid, 7: 405.
- Gelabert, B. (1997): L'estructura geològica de la meitat occidental de l'illa de Mallorca. Tesis. Universitat de Barcelona. 207 pp.
- Gómez Pujol, Ll. Balaguer, P. y Fornós, J. J. (2007): *El litoral de Mallorca: Síntesis Geomòrfica*. In *Geomorfologia litoral. Mon. Soc. Hist. Nat*, 15: 39-59. Palma.
- Mas, G. (2015): El registre estratigràfic del Messinià Terminal i del Pliocè a l'illa de Mallorca. Relacions amb la crisi de salinitat de la Mediterrània. Tesis Doctoral, Universitat de les Illes Balears. 432pp.
- Morey, B. (2008): El patrimoni Paleontològic del Pleistocè superior marí de Mallorca. Catalogació, caracterització, valoració. Propostes de gestió i de conservació, Boll. Soc. Hist. Nat. Balears, 51: 229-246.
- Morey, B. (2016): Catalogación, caracterización y valoración del patrimonio Paleontológico de Mallorca (Islas Baleares. Mediterráneo occidental). Propuesta metodológica. En Meléndez, G. Núñez, A. Tomás, M. Actas de las XXXII jornadas de la SEP. Publicaciones del IGME. Cuadernos del Museo Geominero. Madrid, 20: 233-239.
- Morey, B (2017): El patrimoni Paleontològic de Mallorca. Catalogació, caracterització, valoració. Propostes de gestió i de conservació. Tesis (en corrección).
- Pons G. X. y Vicens, D. (2007): Geomorfologia litoral i Quaternari. Homenatge a Joan Cuerda Barceló. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 14. 389 pp.
- Vicens, D. (2015): El registre paleontològic dels dipòsits litorals quaternaris a l'Illa de Mallorca (Illes Balears. Mediterrània occidental). Tesis Doctoral, 754pp.

# Geomorfología litoral, morfotectónica y distribución del registro fósil en Mallorca (Mediterráneo occidental).

# Coastal geomorphology, morphotectonic interpretation and distribution of fossil record in Mallorca (Westen Mediterranean)

#### **B.** Morey

Fra Juniper Serra 19. Sta. Eugènia .Mallorca. 07142. Telf. 971 144221. bernatmoreycolomar@yahoo.es.

**Resumen:** La geomorfología de Mallorca (archipiélago balear, Mediterráneo occidental) se significa con relieves dispuestos en dirección *SW/NE*, *SE/NW*, *S/N*, *ESE/WNW* reflejando tanto la estructuración alpina de la isla como su distensión. La misma disposición condiciona la geomorfología de su litoral. En las sierras (*horst*) los materiales blandos (Keuper, Cretácico, Mioceno) ocupan los valles y calas (entrantes, desembocaduras de torrentes) frente a los acantilados jurásicos. Las plataformas miocenas mantienen la misma disposición testimoniada por torrentes- fallas/fractura. Las cuencas se muestran a su vez condicionadas por la posición de los *horst* y plataformas mostrando extensas playas y registros lagunares a partir de un ligero antiforme central. El registro Eoceno- Oligoceno de la isla sigue sus condicionamientos longitudinales (*SW- NE; S/N*). El Mioceno Sintectónico delimita los principales encabalgamientos mientras el registro Serravaliense no se observa ya implicado en estos (registro ya postectónico). La distribución de los registros Mioceno, Plioceno y Pleistoceno litoral testifica los mismos condicionamientos a diferentes alturas respecto del nivel del mar reflejando la disposición y distensión de la estructura basal y condicionando la geomorfología del litoral (acantilados de distinta composición y altura).

Palabras clave: Registro paleontológico, Neógeno, Geoforma litoral, Tectónica.

Abstract: The geomorphology of Majorca island (Balearic archipelago. Westen Mediterranean) is noted with reliefs ready in SW/NE, SE/NW, S/N, ESE/WNW directions. They show the alpine structuring of the island like its distension. Same disposition show the coastal geomorphology of the island. In the ranges (horts) the soft materials (Keuper, Cretace, Miocene) occupy valleys and calas (Mouth. Outlet of torrentes) in relation of Jurasic cliffs. The Miocene platforms maintain same structural disposition attested with faults/fractures. Grabens show extensive beaches and lagoon are as well conditional by the structural disposition. These platforms showing lagoons in relation central antiform. The Oligocene Eocene registry follows the longitudinal agreements (SW- NE- S/N). The Sintectonic Miocene registry delimits the main horts. The Serravallian registry is not observed already implied in these (post- tectonic record). The distribution of the Miocene, Pliocene and Pleistocene registries testifies the agreements to different heights respect to sea level. They reflected therefore the disposition and distension of the basal structure and conditioning with it the coastal geomorphology (cliffs and different composition and height)

Key words: Palaentological heritage, Neogene, Coastal form, Tectonic.

#### INTRODUCCIÓN

La geomorfología de la isla de Mallorca se encuentra condicionada por el orógeno alpino de la isla con relieves dispuestos en alineaciones ESE- WNE; SSW- NNE; S-N; SSE- NNW equivalentes a otros observados para las Sierras Béticas y Golfo de Valencia provocados por la evolución de la estructura basal y por isostasia condicionada (Parés et al., 1992; Medialdea et al., 1996; Estrada et al., 1997; Giménez et al., 2002; Morey, 2016a. Fig. 1). Este estudio se centra en cómo esta disposición estructural, aún bastante regular, afecta a la geomorfología litoral de la isla y en como el registro paleontológico responde y a su vez la justifica. Para ello se relacionan las principales geoformas litorales (cabos, torrentes, calas, subsidentes) distribución del y la registro

paleontológico (Morey, 2008; 2016b; Mas, 2015; Vicens, 2015) con los condicionamientos observados.

#### RESULTADOS

Los resultados de este estudio se resumen en tablas donde se relacionan condicionamientos y geoformas litorales (Tablas I; Tabla II; Tabla III) así como en mapas de distribución de geoformas (Fig. 1) y del registro paleontológico (Figs. 2, 3 y4).

#### DISCUSIÓN

En el litoral central de la Sierra de Tramuntana sólo los grandes acantilados son de materiales jurásicos mientras los materiales blandos (Triásico, Keuper; Mioceno Sintectónico) ocupan los valles y calas. Se pueden establecer 11 zonas según la naturaleza del litoral (De Sur a Norte. Fig. 1.Tabla II. C. Buntsandstein. D. Sintectónico. E. Triásico. F. Paleozoico. G. Sintectónico. H. Liásico- Keuper: I. Liásico. J. Keuper. L. Liásico). Se refleja con ello la disposición estructural general (Fig. 1).

En las penínsulas de Formentor, Andratx y en las Sierras de Llevant (De A- C y de M - O. Tabla I) la distensión ordenada de la estructura jurásica origina la combinación de valles y calas con materiales cretácicos, eoceno- oligocenos y miocenos.

El registro Serravaliense no aparece en el litoral ni tampoco en los encabalgamientos junto al Mioceno sintectónico. Se entiende por ello como postectónico (Morey, 2016).

Las plataformas torto- messinienses se muestran fracturadas y surcadas por torrentes originados en los valles cretácicos que delimitan los horst. Cap Blanc y Cap Salinas en materiales miocenos se muestran igualmente alineados con la estructura pretectónica.

La Plataforma de Llevant refleja la disposición de las Sierras de Llevant a nivel del mar (calas, terrenos y subsidentes. Fig. 2) mostrando una combinación de Mioceno Terminal y Arrecifal (Tabla II de F a M) fallado y/o más o menos subsidido justificando la disposición estructural general.

El registro Mioceno postectónico se observa dividido en un conjunto de plataformas, fracturadas, basculadas y/o subsididas reproduciendo la disposición estructural general (Morey, 2016b). (Fig. 3). El Plioceno marino interior se encuadra con dos condicionantes principales (Falla de Sta. Eugènia-Sencelles y Falla de Son Sardina- Plataforma de Llucmajor).

Las bahías-grabens reproducen la estructura de las plataformas miocenas subsidiendo hacia los laterales E y W a partir de ligeros antiformes centrales. La distribución y altura actual de sus playas pleistocenas reflejan y testifican esta distensión siguiendo el condicionamiento general (2m. respecto del centro de las bahías. Fig. 4. Tabla III).

#### CONCLUSIONES

La disposición litoral de la isla de Mallorca responde a condicionamientos *ESE- WNE; SSW- NNE; S-N; SSE- NNW* reflejo de la disposición alpina de la isla (Fig. 1). Los torrentes construyen la conexión con el registro mioceno interior (falla- fractura-graben). Los registros tortomessiniense, plioceno y pleistoceno reproducen misma disposición. Desde el Serravaliense (considerado postectónico) la tectónica tanto compresiva como extensiva y las <u>transgresiones</u> y <u>regresiones</u> marinas han hecho fluctuar la zona costera hecho que se refleja en la distribución del registro paleontológico postectónico. Este constituye un importante testimonio de los cambios que ha experimentado el litoral en los últimos diez millones de años. El registro paleontológico se defiende en este estudio como herramienta fundamental para el estudio de la geomorfología litoral.



FIGURA 2. Condicionamientos y ordenación de terrenos para la plataforma miocena de Llevant. F. Falla

1	Liásico. Muleta de Illeta.
2	Triásico. Mioceno Bec Àguila. C. Vicens
3	Mioceno St. Elm- C. Bóquer
4	Puerto de Andratx- Albufereta
5	3ario Peguera. Raiguer. 4ario Alcúdia.
6	C. Peguera. Península de Alcúdia
7	C Sta. Ponsa. Albufera- Sant Miquel (T)
8	Rafaubeix(F)- Albufera (S)
9	C. Gamba- Sta. Eugènia (F)- Vinagrella (T)
10	Cap Enderrocat; Xorrigo- Gual- Bauló (T)
11	Moreria (F). Arenal Casat (S)
12	Cap Regana. Randa (F). Son Real (T)
13	Cala Pi. Randa- Son Serra (F.T)
14	Vallgornera(F). Sa Canova (S)
15	Estalella- Montsión (F). Xorc. Borges (T)
16	Trenc (subsidente). Xorc y Borges II (T)
17	Dolç. Sa Canova (sub) Sierras Levante
18	Falla s'Olla. Serres de Llevant.
19	Mondragó. Manacor- Miocè. Albarca
20	Porto Colom. C. Llevant. C. Torta- Mitjana
21	Pta. Amer. Badies. C. Agulla- Mezquida

TABLA I. Condicionamientos SW/NE ; SE/NW y S/N. Numeración para Figura 1A. T. Torrente. F. Falla. S. Subsidente. C. Cala



FIGURA 1. Condicionamientos morfotectónicos observados y relación con la geomorfología litoral de Mallorca (Tablas I y II)



FIGURA 3. Distribución geológica y de los yacimientos paleontológicos siguiendo los condicionamientos morfotectónicos observados y justificando con ello misma disposición estructural. Obsérvense Serravalliense interior (estrella roja) y numeración de los LIPs pliocenos.



FIGURA 4. Principales bahías- cuencas de la isla y zonación - condicionamiento según distribución y altura del Mioceno y del Pleistoceno Superior marino. (Tabla III)

A	Camp de mar- Cala Basset
В	Rafaubeix (F). Peguera- Ses Ortigues (F)
C	C. Estellencs- Buntsandstein
D	Mioceno Sintectónico P. Llucmajor.
E	Triásico P. Canonge. Rafaubeix (F)
F	Paleozoico. S'Olla (F)
G	Sintectónico- C. Llombards.
Н	Lias. P. Sóller.(F). Mondrago (S)
Ι	Liàs. Sa Costera. S'Algar (F)
J	Parells (T) -Sa Calobra. (F) C. Antena (F).
K	Keuper Albarca. P. Cristo (T.F.)
L	Mortitx (T). C. Millor. Canova. Albufera (S)
Μ	Ariant (valle). Pta. Amer (Mioceno)
N	C. Castell (Sintect.) Canova. Alcúdia(S)
Ñ	C. S. Vicens (Sintect.). Canyamel (T)
0	C. Formentor- Bóquer. Capdepera Keuper
Р	Caps Formentor. Ferrutx. C. Mezquida

TABLA II. Condicionamientos E/W. Letras- Numeración para Figura 1B T. Torrente. F. Falla. S. Subsidente. C. Cala

	Palma	Campos	Alcúdia
Ι	M(7m)	M(1m);4(2m)	M(S); 4(-4)
II	Mesozoico	4 (0.3m)	M(S);4(1m)
III	M(25m)	M(S);4 (1.5m)	4(1m)
IV	4 (2.7m)	M(7m); 4(2m)	4(2m)
V	M(S);4 (S)	M(S);4(0.7m)	4(0.2m)
VI	4 (2m)	M(S);4 (0.3m)	4(1.4m)
VII	M(20m);4 (3-	M(S);4(1.5m)	Cret;(4(2-
	5m)		3m)

TABLA III. Zonación de las bahías para Figura 3 y altura de los yacimientos del Pleistoceno Superior. M. Mioceno. Cret. Cretácico. S. Subsidente.

- Estrada, F. Ercilla, G. Alonso, B. (1997): Pliocene-Quaternary tectonic- sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea). <u>Tectonophysics</u>, 282 (1-4): 423-442.
- Giménez, J. Fornós, J. J. Gelabert, B. (2002): Análisis de la fracturación de los materiales calcáreos neógenos de la costa sudoriental de Mallorca. *Geogaceta*, 31: 91- 94.
- Mas, G. (2015): El registre estratigràfic del Messinià Terminal i del Pliocè a l'illa de Mallorca. Relacions amb la crisi de salinitat de la Mediterrània. Tesis Doctoral, 432pp.
- Medialdea, T. Vázquez, J. T. Vegas, R. (1996): Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el Neógeno. Acta Geológica Hispánica, 29(4): 39-53
- Morey, B. (2008): El patrimoni Paleontològic del Pleistocè superior marí de Mallorca. Catalogació, caracterització, valoració. Propostes de gestió i de conservació. Memòria de Doctorat, UIB, 291p
- Morey, B. (2016a): Modelos geológicos en la catalogación, caracterización y valoración del patrimonio Paleontológico. El Mioceno postectónico de Mallorca. En Meléndez, G. Núñez, A. Tomás, M. Actas de las XXXII jornadas de la SEP. Publicaciones del IGME. Serie Cuadernos del Museo Geominero, 20: 225-233.
- Morey, B. (2016b): Catalogación, caracterización y valoración del patrimonio Paleontológico de Mallorca (Islas Baleares. Mediterráneo occidental). Resultados. En Meléndez, G. Núñez, A. Tomás, M. Actas de las XXXII jornadas de la SEP. Publicaciones del IGME. Serie Cuadernos del Museo Geominero, 20: 239- 245.
- Parés, J. M. Roca, E. Freeman, R. (1992): Datos paleomagnéticos delos márgenes del surco de Valencia. Papel de las rotaciones en la estructuración neógena. *Física de la Tierra*, 4:231-246.
- Vicens, D. (2015): El registre paleontològic dels dipòsits litorals quaternaris a l'Illa de Mallorca (Illes Balears. Mediterrània occidental). Tesis Doctoral,754pp.

# Análisis de temporales (1985-2016) y cambios de la línea de costa (1875-2016) en la playa de "El Puntal-Somo-Las Quebrantas-Loredo" (Cantabria).

### Analysis of storms (1985-2016) and coastline changes (1875-2016) in "El Puntal-Somo-Las Quebrantas-Loredo" beach (Cantabria).

#### J. J. de Sanjosé<sup>1</sup>, M. Gómez<sup>2</sup>, E. Serrano<sup>2</sup>, M. Sánchez<sup>1</sup>, G. Flor-Blanco<sup>3</sup> y P. M. Ferreira de Sousa Cruz<sup>4</sup>

1. Grupo de investigación NEXUS, Universidad de Extremadura, Escuela Politécnica, Avda, de la Universidad s/n. 10003 Cáceres, jjblasco@unex.es

2. Grupo de investigación PANGEA. Universidad de Valladolid. Facultad de Filosofía y Letras. Avda. Prado de la Magdalena s/n. 47011 Valladolid.

3. Grupo de investigación GeoQUO. Departamento de Geología. Facultad de Geología. Universidad de Oviedo.

4. Instituto Dom Luiz. Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia. Faculdade de Ciências. Universidade de Lisboa. Portugal.

**Resumen:** La barra de arena de El Puntal-Somo-Las Quebrantas-Loredo es el rompeolas "natural" de la Bahía de Santander. Para analizar la dinámica histórica de toda la playa se ha utilizado cartografía de los años 1875, 1908, 1920 y 1950 y vuelos fotogramétricos (no se dispone de datos de las cámaras) de los años 1985, 1988 y 2001. De cada cartografía y vuelo se han escaneado, y posteriormente digitalizado las curvas de nivel de 0 m y 5 m. Para continuar con el estudio dinámico de la playa, se han restituido las curvas de nivel de 0 m y 5 m, la cabeza y pie del talud arenoso, de los vuelos fotogramétricos de los años 2005, 2007, 2010 y 2014. En toda la playa, entre los años 1988-1993, se hicieron campañas topo-batimétricas, mediante la ejecución de perfiles. En la zona de Las Quebrantas, se ha seleccionado una zona donde se están haciendo dos mediciones anuales (2011-2016) con escáner láser terrestre (TLS).

Los retrocesos significativos de la línea de costa se producen con los temporales donde existe la coincidencia horaria de oleajes mayores a 5 metros, y coeficientes de pleamar superiores a 80. Así, desde 1875 hasta la actualidad, la playa de El Puntal-Somo-Las Quebrantas-Loredo ha tenido un retroceso superior a los 450 m.

Palabras clave: Playa, evolución de la línea de costa, temporales, cartografía histórica, técnicas geomáticas.

**Abstract:** The sand bank El Puntal-Somo-Las Quebrantas-Loredo is the 'natural' breakwater of the Bay of Santander. In order to analyze the historical dynamic of the whole beach, maps were used from the years 1875, 1908, 1920 and 1950, as well as photogrammetric flights (camera data are not available) from 1985, 1988 and 2001. The 0 m and 5 m contours from each map and flight were scanned and digitized. To continue the dynamic study of the beach, the 0 m and 5 m contours, the head and the foot of the sand slope were restituted from the photogrammetric flights of the years 2005, 2007, 2010 and 2014. Topo-bathymetric surveys were conducted by profiles throughout the beach between 1988 and 1993. In Las Quebrantas, an area was selected for which measurements by Terrestrial Laser Scanner (TLS) are available from 2011 to 2016.

The regression coastline occurs when storms coincide with tides of over 5 meters and high-tide coefficients greater than 80. From 1875 to the present time, the beach of El Puntal-Somo-Las Quebrantas-Loredo has had a regression higher than 450 m.

Key words: Beach, evolution of the coastline, storms, historical cartography, geomatic techniques.

#### MARCO GEOGRÁFICO Y OBJETIVOS

La zona de estudio (playa de El Puntal-Somo-Las Quebrantas-Loredo) se localiza en la Bahía de Santander (Cantabria), dentro de un amplio complejo arenoso compuesto genéricamente por dos principales ámbitos morfosedimentarios: la barrera estuarina de El Puntal (~3 km de longitud), y la playa expuesta de Somo-Las Quebrantas-Loredo (~2 km de longitud). Todo ello, forma parte del cierre meridional de la Bahía de Santander y está encajado dentro del subsistema del estuario de la ría de Cubas (Cendrero et al., 1981). En conjunto, ambos morfosistemas conforman uno de los arenales más extensos del Cantábrico con un total de 1.047.190 m<sup>2</sup> (barra de El Puntal: 308.149 m<sup>2</sup> y complejo dunar de Somo-Las Quebrantas-Loredo: 739.041 m<sup>2</sup>) (Flor et al., 2011), constituyéndose hidrológicamente bajo el soporte suministrador del río Miera, a través de su desembocadura en la ría de Cubas, y de los vientos dominantes de componente NO

51

y SSO. Ambos sistemas, en disposición genérica O-E, son consecuencia de la divergencia que, por refracción en Las Quebrantas, sufre el oleaje dominante NO hacia la punta de la playa de El Puntal, denominada Punta Rabiosa, y hacia Loredo (Flor-Blanco et al., 2012).

La barra de arena de El Puntal es el rompeolas "natural" de la bahía de Santander, la cual junto con el resto de la playa (Somo-Las Quebrantas-Loredo) presenta una dinámica comprobada con documentación cartográfica histórica (1875-1950). Además de un estudio cartográfico, se han realizado restituciones fotogramétricas (2005-2014). También existen vuelos fotogramétricos sin los certificados de calibración de las cámaras, los cuales se han digitalizado (1985-2001). También se cuenta con datos topográficos (1988-1993) de toda la playa, y en la zona de Las Quebrantas se han realizado mediciones con escáner láser terrestre (2011-2016), con dos campañas por año. El objetivo principal es el análisis de los temporales en combinación con el seguimiento geomático de la línea arenosa de esta barra. En el presente trabajo se analiza el retroceso de la barra de arena entre El Puntal y la playa de Loredo utilizando las tecnologías geomáticas y cartografía histórica, en combinación con el análisis de la influencia que los temporales han tenido sobre el mismo para el periodo 1985-2016.

#### METODOLOGÍA

#### Análisis de los temporales

Para este estudio se ha utilizado la información de la Agencia Estatal de Meteorología, donde se registran los datos diarios del oleaje en el faro de Cabo Mayor a las 9 y las 15 horas (recogida de información visual desde el año 1985). De ellos, se han tenido en cuenta los días con olas entre 5 y 6 metros (mar muy gruesa), y los días con olas superiores a 6 metros (mar arbolada), por ser éstas las alturas más significativas y representativas de los temporales y distinguiendo entre ellas el umbral de altura. Y en ambos casos en coincidencia con las mareas (pleamares) de coeficientes superiores a 80 y 100 (Tabla I).

Quinquenio	Oleaje de 5 m, hasta 6 m Coeficiente marea > 80	Oleaje > 6 m Coeficiente marea > 100
1985-1989	2 días (2 temporales)	0 días
1990-1994	2 días (2 temporales)	0 días
1995-1999	9 días ( 8 temporales)	3 días (2 temporales)
2000-2004	2 días (2 temporales)	2 días (2 temporales)
2005-2009	3 días (2 temporales)	3 días (2 temporales)
2010-2014	4 días ( 3 temporales)	6 días ( 3 temporales)
2015-2017	0 días	0 días

TABLA I. Número de días que coinciden en el tiempo (horario): Grandes olas y grandes coeficientes de mareas (pleamar).

Estos datos se han contrastado con los titulares en los periódicos. También se han comprobado las fechas obtenidas con los datos estadísticos de oleajes, determinados por el Instituto de Hidráulica Ambiental del Cantabria y con los datos de REDCOS (Red Costera de Oleajes de Puertos del Estado). La información está resumida en la tabla I, para periodos de 5 años, donde se indican el número de días y temporales (hay temporales de duración superior a un día). Se describen el número de días donde coinciden a la misma hora: los oleajes superiores a 5 metros y los coeficientes de marea superior a 80; y oleajes superiores a 6 metros y coeficientes superiores a 100.

Los quinquenios 1995-1999 y 2010-2014 han sido los más activos desde que se dispone de la serie de oleajes (información disponible del faro de Cabo Mayor -AEMET-). El año 1999, fue excepcional en la serie, ya que hubo 8 días con grandes temporales (Tabla I). Más recientemente en el año 2014, hubo 6 días de temporal durante el mes de febrero y primera semana de marzo, de los cuales 4 días tuvieron coeficientes de marea superior a 100. En este estudio de temporales, más del 80 % se producen en los meses de invierno: enero, febrero, marzo y el restante 20% entre octubre, noviembre y diciembre. Fuera de estos meses, son excepcionales estos acontecimientos.

A continuación, se analizará la dinámica de la playa con el fin de comprobar si existe correspondencia entre los temporales y la dinámica de la playa. Es necesario señalar que hay factores exteriores que pueden afectar a la dinámica de esta playa; así por ejemplo, en la década de los 80 se hicieron grandes dragados en la bahía para que los barcos pudieran acceder al puerto industrial de Raos (inauguración en 1985) y al muelle del Ferry (inauguración en 1989) (Revertido y Ruiz, 2006).

#### Estudio cartográfico (1875-1950)

En la cartografía de Santander y su entorno realizada por Isidro Próspero Verboom de 1726 (Servicio Geográfico del Ejército) se representa un bancal arenoso que emergía en las bajamares vivas, enfrente de Las Quebrantas. Esta zona coincide con la actual bocana de entrada a la bahía de Santander, con un calado en la actualidad de 16 m bajo el nivel medio del mar en Alicante.

Posteriormente, en la cartografía de 1860 realizada por Francisco de Coello (Instituto Geográfico Nacional), ya no aparece el bancal arenoso, pero se aprecia una barra de arena perpendicular a la zona de Las Quebrantas, donde se indica que había un calado de 1 a 3 metros, mientras que la zona circundante tenía calados de 3 a 8 metros. Hay estimaciones que señalan que hubo retrocesos de 210 m en la zona de Las Quebrantas, entre los años 1870 y 1926 (Badia, 2003).

En la cartografía de 1920, ya no existía la barra perpendicular a las Quebrantas. Posteriormente, batimetrías realizadas en el año 1988 señalaban que en esta zona los calados eran de 8 metros a una distancia de un kilómetro de la costa.

Sobre la base de las informaciones anteriores, para el análisis cartográfico de la evolución de la playa del Puntal-Somo-Las Quebrantas-Loredo se ha utilizado la cartografía de los años 1875, 1908, 1920 y 1950 suministrada por la Autoridad Portuaria de Santander. Cabe destacar que se disponía de cartografía anterior al año 1875, pero fue imposible una georeferenciación fiable, por ello se desechó y se tomó como origen de este estudio el año 1875 (Fig. 1). Para trabajar en un mismo sistema de referencia (ETRS 89), se procedió con GNSS a dar coordenadas a 31 elementos actuales (casas, iglesias, esquinas de muros, cruces de caminos,...), distribuidos por la bahía de Santander, y que aparecían en los diversos mapas. Se han digitalizado las curvas de nivel de cota 0 m y 5 m, ya que estas dos curvas de nivel estaban representadas en todas las cartografías analizadas. La curva de nivel de 5 m, normalmente está situada en el talud erosivo de la cara expuesta de la anteduna.

#### Análisis fotogramétrico (1985-2014)

A partir de las fotografías aéreas de los años 1985, 1988, 2001, 2005, 2007, 2010 y 2014 se ha procedido a clasificar las fuentes de datos en (Fig. 1):

- Vuelos sin información (1985, 1988): No hay certificado de calibración de la cámara. Se ha rectificado la fotografía aérea con puntos a nivel del mar y posteriormente se ha digitalizado el escarpe erosivo de barlovento de la anteduna.
- Vuelo sin estereoscopía (ortofotografía de 2001): No hay par estereoscópico en la zona de la playa del Puntal-Somo, y por tanto se ha digitalizado al igual que los vuelos de 1985 y 1988. En la zona de Las Quebrantas-Loredo tiene recubrimiento estereoscópico y se ha restituido al igual que los vuelos 2005, 2007, 2010 y 2014.
- Vuelos fotogramétricos con información fiable (2005, 2007, 2010 y 2014): Tienen buena calidad fotogramétrica, con posibilidad de orientar los pares y generar estereoscopía, y disponibilidad de los certificados de calibración de las cámaras. Se ha realizado cartografía a escala 1/2500, con el restituidor "Digi 3D".

#### Medición topográfica (1988-1993)

El seguimiento topográfico-batimétrico (1988-1993) de la playa del Puntal-Somo-Las Quebrantas-Loredo, se realizó mediante la medición de 13 perfiles, con una periodicidad de medición mensual (Sanjosé, 1989; Losada et al., 1991). En todas las observaciones se buscaba el solape intermareal entre las mediciones batimétricas y las terrestres (playa) para comprobar los resultados de la toma de datos. Por ello, la observación de la batimetría se hacía en pleamar y la medición topográfica terrestre en bajamar.

#### Escáner láser terrestre (2011-2016)

La técnica del Escáner Láser Terrestre (TLS) se ha empleado sobre 400 m del frente dunar, en la zona de Las Quebrantas. La cantidad de puntos medidos con TLS en cada campaña supera los 100 millones, con un error posicional de los puntos inferior a 2 cm. Se han realizado dos mediciones al año entre 2011 y 2016, de manera que con una campaña se estima la evolución invernal (octubre-marzo) y con la otra medición se calcula la dinámica estival (abril-septiembre).

### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

La playa de El Puntal-Somo-Las Quebradas-Loredo es muy activa, con cambios significativos a corto plazo. Para estudiar su evolución se ha empleado cartografía histórica, fotogrametría, topografía y TLS. Su comportamiento es diferente según las zonas:

- Punta Rabiosa: La trayectoria del extremo oeste de la playa en 1908, se dirigía hacia el NO y actualmente su dirección de desplazamiento es hacia el OSO (Fig. 1). Hay estudios que estiman que el desplazamiento desde 1926 hasta la actualidad ha sido de 425 metros hacia el oeste (Badia, 2003), mientras que otras investigaciones indican que desde 1956 hasta 2016, el desplazamiento hacia el oeste ha sido de 530 m (Flor y Flor-Blanco, 2014).
- Zona de El Puntal-Somo: Entre 1875 y 1985 el retroceso de la línea de costa ha sido hacia el sur, con un valor estimado de 350 m, incluso hay zonas con retroceso de 400 m. La diferencia entre la digitalización del vuelo fotogramétrico de 1985 y la restitución de 2005 indica un retroceso de la línea de costa de 25 m. Entre 2005 y 2016 el valor del retroceso ha sido de aproximadamente 10 m. Por tanto, entre 1875 y 2016, el retroceso máximo estimado ha sido de 435 metros (Fig. 1).
- Zona de Las Quebrantas-Loredo: Entre 1870 y 1926 hubo un retroceso de 210 m (Badia, 2003). Entre 1920 y 1985 el retroceso fue de aproximadamente 200 m, mientras que en el periodo 1985-2016 el retroceso ha sido de 75 m. Por tanto, el retroceso total entre 1870 y 2016 en la zona de Las Quebrantas ha sido de aproximadamente 485 m (Fig. 1).

En la zona de Las Quebrantas se ha realizado un perfil, donde existen datos de topografía, fotogrametría y TLS. Los resultados topográficos obtenidos para el perfil, en el periodo 1988-1993, muestran un retroceso inferior a 1 m. La evolución fotogramétrica (2001-2010) ha revelado un retroceso del frente de 2 m. Por tanto, en ambos periodos el comportamiento ha sido similar (Fig. 2).



FIGURA 1. Representación curva de nivel de 5 metros: Cartografías: 1875, 1908, 1920, 1950; digitalización de los vuelos: 1985, 1988, ortofotografía de 2001; restituciones fotogramétricas: 2005, 2007, 2010, 2014. Imagen del Servicio de Cartografía de Cantabria (ortofotografía del año 2010).



FIGURA 2. Perfîl de la figura 1, con la dinámica fotogramétrica (2001-2014) respecto a las mediciones topográficas (1988-1993).

Sin embargo, lo que se constata entre 1993 y 2001, es un retroceso de la línea de costa de 23,5 m (Fig. 2). Por otra parte, las mediciones del mismo perfil realizadas con TLS en el periodo entre agosto de 2011 y noviembre de 2013, muestran estabilidad con ligeras variaciones en la zona intermareal. En la medición con TLS en abril de 2014 se constataron grandes cambios con respecto a las medidas de noviembre de 2013 (Fig. 3), y coincidente este retroceso con las mediciones fotogramétricas de 2014 (Fig. 2). El retroceso en el frente del talud arenoso del perfil fue de 8 m, y también fue significativo el descenso de la cota de toda la playa en más de 2 metros (Fig. 3).



FIGURA 3. Perfil de la figura 1, medido con TLS: entre agosto de 2011 y noviembre de 2016. Significativo retroceso en abril de 2014.

#### CONCLUSIONES

Con los valores de temporales obtenidos (Tabla I), puede afirmarse que hay una estrecha relación entre el retroceso de la línea de costa y los temporales extremos:

- Entre 1995-1999 hubo una cantidad extraordinaria de fuertes temporales, lo que provocó el retroceso de la línea de costa de 23,5 m (Fig. 2).
- En los meses de febrero y marzo de 2014 hubo temporales, donde coincidieron un coeficiente de marea superior a 100 y un oleaje superior a 6 m, provocando un retroceso medio en la línea de costa de 8 m (Fig. 3).

La playas de El Puntal a Loredo y su campo de dunas han sufrido un constante retroceso desde finales del s. XIX. Las mediciones muestran un retroceso medio de 3,1 m·a<sup>-1</sup> en la zona de El Puntal-Somo y de 3,6 m·a<sup>-1</sup> en la zona de Las Quebrantas-Loredo, si bien no ha sido homogéneo. En ambas zonas hasta 1985 retrocedían un valor máximo de 3,7 m·a<sup>-1</sup>, y a partir de 1985 los ritmos de retroceso son de 1,1 m·a<sup>-1</sup> en El Puntal y de 2,4 m·a<sup>-1</sup> en Las Quebrantas. Datos que señalan periodos de equilibrio y breves fases con elevados ritmos de erosión (coincidentes con los grandes temporales), en los que la cara expuesta de la anteduna pierde sedimentos y retrocede más rápidamente.

#### AGRADECIMIENTOS

La presentación de este trabajo ha sido posible gracias a la financiación concedida por la Junta de Extremadura y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional - FEDER -, a través de la ayuda de referencia GR15069 para el grupo de investigación NEXUS, al cual pertenecen algunos investigadores de este artículo.

- Badia, E. (2003): Long-term morphodynamic modelling of tidal basins with rivers. Tesina. Universidad Politécnica de Cataluña. Disponible en: <u>http://hdl.handle.net/2099.1/3406</u>.
- Cendrero, A.; Díaz de Terán, J.R. y Salinas, J.M. (1981): Environmental economic evaluation of the filling and reclamation process in the Bay of Santander, Spain. *Environmental Geology* 3, 325-336.
- Flor, G.; Martínez Cedrún, P. y Flor Blanco, G. (2011): Campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco. En E. Sanjaume y F.J. Gracia (eds.) *Las dunas en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 127-159.
- Flor-Blanco, G.; Flor, G., Martínez-Cedrún, P. y Bruschi, V. (2012): La costa occidental de Cantabria (Santander-estuario de Tina Menor). En A. González-Díez, G. Flor Blanco y J.R. Díaz de Terán (eds.). Guía de excursiones de campo. XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander 2010-2012, Santander, 25-44.
- Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2014): Subsistemas estuarinos de la bahía de Santander (Cantabria, Norte de España). En S. Schnabel y A. Gómez (eds.) XIII Reunión Nacional de Geomorfología, SEG-Universidad de Extremadura, Cáceres, 568-571.
- Losada, M.A.; Medina, R.; Vidal, C. y Roldán, A. (1991): Historical Evolution and Morphological Analysis of "El Puntal" Spit, Santander (Spain). *Journal of Coastal Research*, 7 (3), 711-722.
- Revertido, M.; Ruiz, J. R. (2006): Ayer, hoy y mañana, la modernización del puerto de Santander, 1985-2005. Editorial del Puerto de Santander, 307 p.
- Sanjosé, J.J. (1989): Perfiles dinámicos de la bahía de Santander. Proyecto Final de Carrera, Universidad de Extremadura, 400 p.

# Técnicas geomáticas aplicadas al deslizamiento de la ensenada de Erillo y a los cambios de la línea de costa de la playa de La Salvé (Laredo, Cantabria) durante el periodo 1953-2016.

# Geomatic techniques applied to the Erillo cove slide and coastline changes in La Salvé beach (Laredo, Cantabria) during the period 1953-2016.

# J. J. de Sanjosé<sup>1</sup>, E. Serrano<sup>2</sup>, M. Sánchez<sup>1</sup>, M. Gómez<sup>2</sup>, A. D. J. Atkinson<sup>1</sup> y R. M. Pérez<sup>1</sup>

Grupo de investigación NEXUS. Universidad de Extremadura. Escuela Politécnica. Avda. de la Universidad s/n. 10003 Cáceres. jjblasco@unex.es
 Grupo de investigación PANGEA. Universidad de Valladolid. Facultad de Filosofía y Letras. Avda. Prado de la Magdalena s/n. 47011 Valladolid.

**Resumen:** La ensenada de Erillo (43° 24′ 54′ N / 3° 23′ 05′ O) ubicada a 1500 metros al este de la villa de Laredo y la playa de La Salvé (43° 25′ 00′ N / 3° 26′ 15′ O) situada al oeste de la villa de Laredo, están siendo estudiadas mediante el uso de técnicas geomáticas (1953-2016):

- Fotogrametría aérea: Restituciones de vuelos fotogramétricos de los años: 1953, 1970, 1985, 1988, 2001, 2005, 2007, 2010 y 2014. La cartografía obtenida tiene una escala de 1/2000 (precisión de ± 40 cm) y equidistancia de las curvas de nivel de 1 m.
- Escáner Láser Terrestre (TLS): Escaneo anual (2009-2016) del desplome de una roca de grandes dimensiones (70 metros de altura) exenta del acantilado en la ensenada de Erillo. También se hace uso (dos campañas de campo al año) con TLS, en la punta de la playa de la Salvé (2015-2016) para el análisis del retroceso del frente del talud arenoso. La precisión de las medidas es de ± 2 cm.
- Topografía: Medición anual (2010-2016) en la ensenada de Erillo, con estación total "sin prisma" a distancias entre 250 m y 500 m, sobre esquinas de rocas. La precisión de las medidas es de  $\pm 2$  cm.
- Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS): Utilizado para el posicionamiento de las dianas del TLS y el apoyo fotogramétrico. La precisión de las coordenadas en ETRS 89 es de ± 3 cm.

Las mediciones de la ensenada de Erillo permiten conocer la dinámica de las laderas y el equilibrio entre aporte y erosión a la costa, y las mediciones de la playa de Laredo permiten determinar los cambios y el continuo retroceso de la línea de costa. En ambos casos es significativo el movimiento costero, principalmente en la playa de Laredo por la influencia sobre las infraestructuras.

Palabras clave: Playa, ensenada, técnicas geomáticas, dinámica, retroceso de la línea de costa.

**Abstract:** The Erillo cove  $(43^{\circ} 24' 54''N / 3^{\circ} 23' 05''W)$  1500 meters to the east of the town of Laredo and La Salvé beach  $(43^{\circ} 25' 00''N / 3^{\circ} 26' 15''W)$  to the west of Laredo are subject to study using geomatic techniques (1953-2016):

- Aerial photogrammetry: Restitution of photogrammetric flights from the years 1953, 1970, 1985, 1988, 2001, 2005, 2007, 2010 and 2014. The cartography obtained a scale of 1/2000 (precision ± 40 cm) and 1 m level curves.
- Terrestrial Laser Scanner (TLS): Annual scanner (2009-2016) of the fall of a large rock (70 m height) from the cove of Erillo. Use is also made (two field studies per year) of TLS at the end of the beach La Salvé (2015-2016) to analyze the retreat of the front of the sand bank. The precision of measurements is ± 2 cm.
- Topography: Annual measurement (2010-2016) at the cove of Erillo using "reflectorless" total station at distances between 250 m and 500 m on the edges of rocks. The precision of measurements is  $\pm 2$  cm.
- Global Navigation Satellite System (GNSS): Used for the positioning of the targets of the TLS and photogrammetric support. The precision of the coordinates in ETRS 89 is  $\pm$  3 cm.

The measurements in the Erillo cove permit to know the slope dynamic and the equilibrium between the sediment transfer and the erosion work by the sea, and in the Laredo beach lets us measure changes and the continuous retreat of the coastline. Both cases the coastal dynamic is significant, mainly in the Laredo beach where erosion processes are disturbing the human infrastructures.

Key words: Beach, cove, geomatic techniques, dynamic, coastline retreat.

#### MARCO GEOGRÁFICO Y OBJETIVOS

La porción estudiada (Fig. 1) se enmarca en la costa oriental de Cantabria, en un sector definido por la sucesión de acantilados, ensenadas con pequeñas playas y el estuario del río Asón, donde se genera una de las mayores playas de Cantabria (La Salvé, 4 km). Los vientos predominantes en la zona son del ONO, SSW, N y NE, los de componente N responsables de las direcciones de las corrientes marinas, en general paralelas a la costa, si bien la presencia del tómbolo de Buciero altera las direcciones de oleaje local en la bahía de Laredo y hacia el este.



FIGURA 1. Playa de La Salvé de Laredo y la ensenada de Erillo. Imagen del Servicio de Cartografía de Cantabria (ortofotografía de 2010).

Todo el conjunto forma una costa progradante con niveles de rasas escalonadas y un importante control estructural de la morfología de acantilados y ensenadas (González Amuchastegui et al., 2005). La estratigrafía condiciona el modelado y la dinámica actual, al estar formada por arcillas, yesos y sales de edad Triásica que constituyen la base de la columna estratigráfica, por encima las calizas, dolomías y margas del Jurásico, las areniscas de facies Pürbeck y Weald, de edad Valanginiense-Barremienses, y finalmente, a techo y dominando en los acantilados, las calizas de edad Aptiense de la formación Urgoniense.

El estuario del Asón tiene una extensión de 3500 ha y sale al mar en una estrecha boca de 530 metros entre Santoña y el denominado Puntal de la playa de La Salvé. Constituye una depresión elaborada en las arcillas, yesos y sales de edad Triásica, generada como un valle fluvial hoy inundado. La playa de La Salvé constituye la barra de arena que cierra el estuario del Asón, conformando un sistema de playa y campo dunar generado por los aportes del río y los vientos dominantes de componente NO y SSO. La playa presenta corrientes de deriva que redistribuyen el material desde el puntal hacia Laredo (Martínez Cedrún, 1984), al tiempo que la protección del tómbolo del Monte Buciero frente al oleaje del NO genera corrientes opuestas cuando el oleaje dominante es del N y NE.

En la ensenada de Erillo (Fig. 1), a 1500 metros al este de la playa de La Salvé y separadas por la costa acantilada, la sucesión estratigráfica con la formación Urgoniense yuxtapuesta a las arcillas, sales y yesos del Triásico, ha posibilitado la erosión de los materiales infrayacentes y la génesis de deslizamientos de ladera con los materiales de la formación Urgoniense. El resultado es la presencia de acantilados en las calizas Urgonienses y un deslizamiento traslacional que moviliza bloques de tamaños superiores a 3 metros, con colapsos y desprendimientos plenamente activos y funcionales (Sanjosé et al., 2013). Estos procesos son muy comunes entre Laredo y el macizo de Candina, dando nombre a la Ensenada de La Yesera.

El objetivo es conocer la dinámica actual de dos sectores muy activos de la costa oriental de Cantabria para obtener datos sobre la transferencia de sedimentos al mar y la evolución erosiva del puntal y los acantilados afectados por deslizamientos. Los objetivos de la toma de datos geomáticos se centran en la medición del deslizamiento de Erillo, y la evolución histórica de la playa de La Salvé.

#### TOMA DE DATOS Y RESULTADOS

#### Técnicas geomáticas en la ensenada de Erillo

#### Topografía con estación total

El estudio de la dinámica del deslizamiento de Erillo se basa la medición de los bloques de roca del deslizamiento y de la torre exenta. Se realiza con la estación total Topcon "Imaging Station-IS-", la cual permite medir "sin prisma" hasta distancias de 2000 m, con la posibilidad de hacer fotografías sobre los puntos medidos (Sanjosé et al., 2013). La fotografía de la IS nos permite comprobar con respecto a otras campañas que el punto observado es el mismo (Fig. 2).

Por tanto, sin tener que acceder a la ensenada, se han realizado las mediciones de 10 puntos de su superficie (Fig. 2). De los cuales, los puntos 1, 2, 6 y 9 se encuentran en el frente del talud de la ensenada. Pasados tres años en el punto 2 (2013) y seis años en el 9 (2016), debido a la dinámica frontal con desplazamientos entre 1 y 4 m·a<sup>-1</sup>, los bloques se han caído y han sido sustituidos por otros puntos cercanos (Tabla I).



FIGURA 2. Fotografía de la ensenada de Erillo y situación de la torre y los puntos medidos.

Los puntos 4 y 5 están medidos sobre un elemento común, esto es sobre la misma roca, para comprobar el grado de precisión de las medidas. La diferencia entre ellos siempre es inferior a 2 cm, para cada uno de los años observados. Los 2 cm es el error de puesta en estación del instrumental y la medición sobre el punto. Los demás puntos, también son activos y su movimiento es coherente (Tabla I).

	2010	- 2011	2011 - 2012		2012	- 2013	2013 - 2014		
Punto	ΔН	ΔZ	ΔН	ΔZ	ΔН	ΔZ	ΔH	ΔZ	
1	0,203	-0,231	0,156	-0,185	0,429	-0,234	0,135	-0,132	
2	0,036	-0,039	1,355	-0,989	Caída y sustituida		0,067	-0,021	
3	0,083	-0,017	0,105	-0,044	0,238	-0,057	0,116	-0,087	
4	0,333	-0,149	0,247	-0,133	0,363	-0,088	0,526	-0,257	
5	0,348	-0,157	0,266	-0,113	0,345	-0,108	0,536	-0,250	
6	0,321	-0,170	0,227	-0,104	0,337	-0,127	0,500	-0,291	
7	0,282	-0,114	0,092	-0,001	0,198	-0,086	0,150	-0,030	
8	0,122	-0,062	0,144	-0,061	0,249	-0,086	0,141	-0,080	
9	0,967	-0,564	0,767	-0,494	0,797	-0,404	3,127	-1,990	
10	0,168	-0,032	0,073	-0,069	0,227	-0,029	0,133	-0,058	

					-			
	2014	- 2015	2015	- 2016			2010	- 2016
Punto	ΔН	ΔZ	ΔН	ΔZ		Punto	ΔН	ΔZ
1	0,190	-0,335	0,197	-0,104		1	1,310	-1,221
2	0,029	-0,045	0,022	-0,030		2	CA	IDA
3	0,071	-0,073	0,175	0,000		3	0,788	-0,278
4	0,441	-0,208	0,320	-0,083		4	2,230	-0,918
5	0,440	-0,208	0,304	-0,076		5	2,238	-0,912
6	0,438	-0,282	0,319	-0,121		6	2,143	-1,095
7	0,157	-0,063	0,177	-0,015		7	1,056	-0,309
8	0,258	-0,121	0,154	-0,053		8	1,069	-0,463
9	4,051	-2,774	Caída y sustituida			9	CAIDA	
10	0,116	-0,034	0,215	-0,035		10	0,932	-0,257

TABLA I. Incrementos en valores métricos (horizontales y hundimientos) en periodos anuales y periodo total (2010-2016).

#### Fotogrametría aérea

Se han realizado las restituciones de los vuelos fotogramétricos de los años: 1953, 1970, 1985, 1988, 2001, 2005, 2007, 2010 y 2014. Se han cartografiado las curvas de nivel de 0 m, 5 m, 10 m, 20 m y 30 m, a escala 1/2000 (precisión de 40 cm).

El análisis de la evolución de la línea de costa, con las restituciones de la ensenada, ha sido imposible. Posiblemente, debido a los continuos avances y retrocesos en la línea de costa.

Con el vuelo del año 2014 se ha realizado cartografía con curvas de nivel cada 5 m, para hacer una ortofotografía de detalle de la ensenada de Erillo.

#### Escáner láser terrestre (TLS)

Con el escaneado anual de la parte superior de la

torre de grandes dimensiones (70 metros de altura) (Fig. 2), se obtiene un modelo digital de elevaciones para cada campaña, donde se realizan los perfiles indicados en la figura 3.



FIGURA 3. Área de escaneo con la estación "Imaging Station" y modelo digital con la situación de los perfiles.

La evolución dinámica de la torre exenta, puede verse en el perfil 6 de la figura 4, donde se indica un desplazamiento de 63 cm en dirección al norte o línea de costa. Hay un movimiento horizontal anual constante (entre 6 cm y 9 cm), pero entre los años 2014 y 2015 se produce un movimiento de 25 cm.



FIGURA 4. Dinámica del perfil 6, para el periodo 2009-2016.

#### Técnicas geomáticas en la playa de Laredo

#### Fotogrametría aérea

Los vuelos empleados para analizar el retroceso de la línea de costa en la playa de La Salvé, han sido los realizados en los años: 1953, 2001, 2005, 2007, 2010 y 2014.

Una vez desarrollado el proceso general de la fotogrametría (orientaciones: interna, relativa y absoluta) se ha restituido la curva de nivel de 0 m, cabeza y pie de talud arenoso, a una escala 1/2000.

#### Escáner láser terrestre (TLS)

En los últimos años la punta de la barra de arena de la playa de La Salvé ha tenido un significativo retroceso de la línea de costa. Así, los temporales de febrero-marzo de 2014 afectaron a una estructura (restaurante), la cual en mayo de 2015 fue derribada debido a su mal estado.



FIGURA 5. Modelo digital de elevaciones de noviembre de 2016 con la situación de los perfiles. Evolución de los perfiles 7 y 13.

Pero, este retroceso ha seguido y se ha comprobado mediante escaneados bianuales realizados desde 2015. Así, para el periodo invernal comprendido entre agosto de 2015 (primera observación) y abril de 2016 (segunda medida) hay un retroceso de la línea de costa de 11,53 m en el perfil 7 y 11,71 m en el perfil 13 (Fig. 5). En el periodo estival (entre abril de 2016 y noviembre de 2016) no se aprecia apenas retroceso, pero sí un cambio de pendiente del talud del frente arenoso.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Los bloques y el deslizamiento de la ensenada de Erillo se desplazan con valores horizontales >2 m y subsidencias >0,9 m, para el periodo 2010-2016. Por otra parte, las restituciones fotogramétricas no muestran una tendencia clara de avance o retroceso del frente de deslizamiento, pues el avance del deslizamiento se compensa con la erosión marina.

Como elemento significativo en la ensenada de Erillo existe la torre exenta de grandes dimensiones que tiene un desplazamiento en su parte superior. Por ahora, se desconoce si el desplazamiento es del bloque entero, o un giro de la parte superior con respecto a la base, ya que, sólo se ha realizado una campaña de escaneo de toda la torre. La parte superior de la torre exenta muestra un desplazamiento medio entre 6 y 9 cm·a<sup>-1</sup>. Pero, lo más significativo se produjo en el periodo 2014-2015, cuando se desprendió una porción de la torre y los valores de desplazamiento fueron de 25 cm (Fig. 6).

Respecto a la playa de La Salvé, el retroceso es más acentuado se produce en el puntal, donde se han hecho escaneados desde agosto de 2015, con un retroceso de casi 12 m entre esta fecha y noviembre de 2016.



FIGURA 6. Fotografías del desprendimiento (entre agosto de 2014 y agosto de 2015) de un trozo de la torre exenta. Fotografía de 2012 (imagen frontal) y 2016 (imagen tomada desde la base de la torre).

Por tanto, en la ensenada de Erillo y en la playa de La Salvé, es necesario continuar las mediciones geomáticas de precisión para seguir analizando la evolución de la costa durante los próximos años.

#### AGRADECIMIENTOS

La presentación de este trabajo ha sido posible gracias a la financiación concedida por la Junta de Extremadura y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional - FEDER, a través de la ayuda de referencia GR15069 para el grupo de investigación NEXUS, al cual pertenecen algunos investigadores de este artículo.

- González Amuchastegui, M.J., Serrano, E., Edeso, J. M. y Meaza, G. (2005): Cambios en el nivel del mar durante el Cuaternario y morfología litoral en la costa oriental cantábrica (País Vasco y Cantabria). En: *Geomorfología Litoral y Cuaternario* (E. Sanjaume y J. F. Mateu eds.).. Universitat de Valencia, Valencia, pp. 167-180.
- Martínez Cedrún, P. (1984): Dinámica y sedimentación en el estuario del Asón (Cantabria). *Trabajos de Geología*, 14: 175-197.
- Sanjosé, J.J., Serrano, E., Berenguer, F., González-Trueba, J.J., Gómez-Lende, M. y González-García, M. (2013): Desarrollo de las técnicas geomáticas para el análisis del litoral. Aplicación a la costa de Cantabria (2009-2012). Geo-Temas. VII Jornadas de Geomorfología litoral, 7: 191-194.

# Erosión en la playa del "Saladillo-Matas Verdes" (Estepona, Málaga): situación actual y causas potenciales.

# Erosion of "Saladillo-Matas Verdes" Beach (Estepona, Málaga): Current situation and potential causes.

# N. Castaño Camero<sup>1</sup>, C. Arteaga Cardineau<sup>2</sup> y J. Gómez Zotano <sup>3</sup>

1 Dpto. Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Autónoma de Madrid, Campus Cantoblanco 28049 Madrid. nerea.castanno@estudiante.uam.es

2 Dpto. Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Autónoma de Madrid, Campus Cantoblanco, 28049 Madrid. carlos.arteaga@uam.es

3 Dpto. Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Granada Campus Universitario de Cartuja, 18071 Granada. jgzotano@ugr.es

**Resumen:** La transformación que ha sufrido el litoral malagueño durante las últimas décadas, como consecuencia del aumento de la ocupación del suelo, es un hecho irrefutable que ha llevado a una notable pérdida de calidad ambiental. La proliferación de edificaciones de diversa índole y funcionalidad, muy próximas a la costa, ha supuesto sin lugar a dudas una afección directa especialmente en el medio litoral. El objeto de este artículo, se centra en cuantificar la gravedad de esa transformación en el conjunto playa-duna del Saladillo-Matas Verdes, en la localidad de Estepona (Málaga); para ello, se han aplicado métodos de trabajo de campo, sedimentología, y técnicas cartográficas (entre ellas, la utilización de S.I.G., etc.), a la par que el empleo de otras fuentes documentales que ahonden en un mayor conocimiento de este segmento costero sometido a una importante presión turística, y que a día de hoy, evidencia muestras de clara regresión, visibles actualmente a partir del descalzamiento que están sufriendo un conjunto de infraestructuras, poniendo en riesgo inmediato los bienes más próximos a la línea de orilla.

Palabras clave: Erosión, conjunto playa-duna, sedimentología, Sistemas de Información Geográfica, Estepona.

**Abstract:** The transformation suffered by the coast of Málaga during the last decades, as a consequence of the increase of the occupation of the ground, is an irrefutable fact. This situation has led to a notable loss of environmental quality. The proliferation of buildings of diverse nature and functionality, very close to the coast, has undoubtedly been a direct concern, especially in the coastal environment. The objective of this article is to quantify the severity of this transformation in the beach-dune complex of Saladillo-Matas Verdes, near the town of Estepona (Málaga, Spain) and with significant coastal erosion; To this end, methods of field work, sedimentology, and cartographic techniques (including the use of GIS, etc.) have been applied, as well as other documentary sources that help increase the knowledge of this sector that has significant tourist pressure.

Key words: Erosion, beach-dune, sedimentology, Geographic Information Systems, Estepona.

#### INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

En el litoral malagueño, concretamente en el municipio de Estepona, encontramos el conjunto playaduna del "Saladillo-Matas Verdes" entre el río Guadalmina, al este, y el río Guadalmansa, al oeste (Fig.1). El área escogida para este análisis previo tiene una extensión de 4,7 km de longitud en sentido esteoeste, alcanzando un ancho máximo de 1,4 km en la zona del río Guadalmina.

Se trata del único complejo dunar que se conserva en la antropizada costa de Estepona, y uno de los pocos existentes en el litoral mediterráneo andaluz —junto con el de Artola en Marbella—, donde se pueden identificar, con gran detalle, los cinco estadios morfológicos (dunas pioneras, embrionarias, móviles, semifijas y fijas), valles dunares y campo postdunar (Gómez Zotano, 2014). Conserva, por tanto, algunas de las escasas dunas estabilizadas y edafizadas que han sobrevivido a la acción conjugada del turismo y la urbanización, con la serie climática de los sabinares litorales alternando con matorrales de *Coremion albi*, así como con los alcornocales psammófilos y pinos piñoneros del campo postdunar. Con un total de 12 asociaciones vegetales descritas, la gran riqueza biológica de este sistema dunar radica en su enorme biodiversidad derivada, en parte, de su cercanía al Estrecho de Gibraltar, que le infiere características pro-



FIGURA 1. Localización zona de estudio que alberga el Complejo Playa-Duna del "Saladillo-Matas Verdes".

pias de los sistemas dunares atlánticos (con alcornoques) en un medio mediterráneo, haciéndolo único en la comunidad autónoma de Andalucía (Gómez Zotano et al., 2016). Además, la fauna de este enclave es muy rica y variada, con numerosas especies protegidas y algunas, como el camaleón, en peligro de extinción (Gómez Zotano, 2009; Serrano Montes y Gómez Zotano, 2017). El interés natural de este espacio se complementa con la presencia de numerosos restos arqueológicos como unos baños romanos o dos torres vigías. La variedad y singularidad de estos ecosistemas litorales de Estepona, hacen pues, de éste, un espacio de alto valor eco-cultural, con una considerable diversidad biológica, geomorfológica y paisajística (Gómez Zotano., 2009).

Pero esta estrecha franja también alberga una considerable acumulación de los principales problemas ambientales que soporta buena parte de la costa andaluza, todos ellos derivados del uso residencial y recreativo, por lo que el Saladillo-Matas Verdes, y en especial las frágiles dunas, sufren graves amenazas que ponen en peligro su conservación (Gómez Zotano et al, 2016).

De entre estos conflictos, destaca sobremanera la erosión y degradación que sufre este espacio que ha llevado a las distintas administraciones a tener que mitigarlo a base de vertidos de arena y la construcción de varios diques, sin los cuales, las edificaciones más próximas de ocio y residencial se encontrarían en grave riesgo. Es pues, este conflicto el principal objeto de análisis de este trabajo (Fig. 2).



FIGURA 2. Máquinas trabajando en el relleno y recuperación de la playa para mitigar la erosión.

Cabe mencionar, que apenas existen trabajos específicos de la zona, más allá de los referidos y efectuados por Zotano (Gómez Zotano, 2009), o aquellos que son de carácter general y que no abordan la problemática referenciada, de ahí el interés del presente estudio y de la necesidad de ampliación en trabajos futuros.

#### MARCO GEOLÓGICO

El armazón geológico del conjunto playa-duna, lo componen esencialmente los aluviones que evacuan las

aguas de los ríos Guadalmina en el flanco oriental, y Guadalmansa en el occidental. Aunque ambos apenas alcanzan un recorrido de 30 km desde su nacimiento en Sierra Bermeja, no debe minusvalorarse. Por otra parte, aquellos sedimentos procedentes de 3 arroyos que vienen a morir al seno de este arenal y sitos entre los dos anteriores, siendo su distribución de oeste a este: el Taraje (más próximo al Guadalmansa), el Arroyo Saladillo-La Cabra y el Dos Hermanas (cercano ya al Guadalmina).

Estos sedimentos abarcan desde las granulometrías más finas, hasta gravas y cantos que siguen siendo incorporados a los cauces tanto, desde zonas distales, como desde las laderas próximas a SUS desembocaduras, aunque sólo en aquellos tramos no afectados por encauzamientos e infraestructuras. Los materiales más gruesos los constituyen principalmente un conjunto de peridotitas a la par que otras rocas ultrabásicas, aunque abundan otros materiales de naturaleza Precámbrica-Paleozoica pertenecientes a la denominada "Unidad Alpujarride" como son los gneises, mármoles y micaesquistos. No obstante, debe señalarse la extrema complejidad que se advierte en este espacio inserto entre la denominada "Unidad Alpujarride" y la "Unidad Malaguide" emplazados a su vez en las Cordilleras Béticas y en transición a los depósitos terciarios que definen la Unidad denominada del "Campo de Gibraltar" (Guerra-Merchán et al., 1996). Tanto el Guadalmansa como el Guadalmina, presentan en planta morfología deltaica aunque se encuentran muy alteradas y en proceso regresivo. Así, sólo utilizando imágenes del PNOA entre 2004 y 2017, y con recientes actuaciones de recuperación con campañas de relleno inclusive, se puede observar una pérdida entorno a los 10 m en algunos puntos del frente deltaico de ambos ríos y obligando hace varios años a defender con escolleras una porción importante del frente del Guadalmina.

En cuanto a la información oceanográfica, cabe destacar que la corriente predominante para este sector mediterráneo y calculada a partir de la Boya de Alborán (Puertos del Estado, 2017), la más completa, tiene sentido Suroeste-Noreste en mar abierto, sin embargo, la boya más cercana a la zona de estudio (Boya SIMAR 2023077 en el periodo 1958-2017) marca oleajes mayoritarios de procedencia este (> 42%) y que junto a la orientación de la playa todo parece indicar una corriente de deriva para la misma casi contraria a la anterior, en este caso, en sentido noreste-suroreste. Por otro lado, la altura media de las olas significativas apenas alcanza los 0,5 m y el rango de marea es inferior al metro.

#### RESULTADOS

Ante los procesos erosivos y su diagnóstico, como es bien sabido, debemos atender e investigar los factores que pueden alterar y degradar una playa y que han sido descritos por diversos autores que ahora no cabe mencionar por su gran número: naturales (oleaje, variaciones del nivel del mar, corrientes, etc.); y antrópicos (construcción de infraestructuras o actuaciones directas o indirectas que alteren el suministro de los sedimentos o cualquiera de los factores naturales): bien paseos marítimos, puertos, diques-escolleras, *mala práxis* de limpieza en zonas de playa-duna de forma directa, etc. O bien, de actividades indirectas en ríos como son encauzamientos, sustracciones de áridos, construcción de presasembalses, sustracción de aguas para suministro para riego o población, etc.

Por ello, en este trabajo, queremos hacer un primer balance de las causas potenciales de la espectacular regresión de este tramo costero, utilizando la combinación del trabajo de campo con el de gabinete y con unos primeros análisis que van desde la sedimentología a la fotointerpretación.

Para este primer reconocimiento de la playa, se han efectuado análisis sedimentológicos obteniéndose 13 muestras desde la desembocadura del Guadalmina al Guadalmansa, abarcando tanto zonas emergidas como de orilla en zona de "surf". También, se han analizado distintas imágenes aéreas y ortofotos de distintos años (de 1956 a 2016) apoyándonos para el estudio de usos de suelo y evolución espacial, de Sistemas de Información Geográfica (esencialmente ArcMap 10.1), para cuantificar así, las distintas alteraciones próximas a la playa que se han producido en los últimos 60 años. Todo ello, con el fin de obtener un primer diagnóstico sobre la situación del conjunto arenoso. Éstas ortofotos del año 1957 (Vuelo Americano), del año son: 1977/78, momento en el que esta franja litoral está abandonando paulatinamente la tradicional actividad agrícola, del año 1998, en pleno "boom inmobiliario", y finalmente del año 2013. Igualmente, se han analizado otras imágenes procedentes de Google Earth que, a día de hoy, no se puede negar de su alto valor informativo geográfico y visual. Y finalmente, acompañando a todos ellos, se estudiaron los Mapas Topográficos de 1874 y de 1901 del Instituto Geográfico Nacional.

Por el momento se han hallado la granulometría y los distintos índices estadísticos resultantes de la misma: índice de Trask, tamaño medio del grano, clasificación por histograma, curva de acumulación, simetría y curtosis, siguiendo así, la metodología clásica de Cailleux y Tricart (1959).

En el análisis granulométrico se constató que el tamaño medio de los granos varía entre 0,24 y 0,71 mm , siendo mayoritarias las arenas medias entre 0,3 y 0,5 mm aumentando el tamaño, como no podía ser menos, en la desembocadura de los principales ríos (0,6 mm en el Guadalmansa y 0,71 mm en el Guadalmina). Presentan todas las muestras curvas *sigmoidales* y una simetría que pasa de muy asimétricos hacia finos a

simétricos, y con curtosis mayoritariamente muy platicurticas en todos los casos. Se aprecian importantes diferencias entre aquellas muestras tomadas en la playa emergida en relación con aquellas que se encuentran sumergidas y batidas por el oleaje, siendo más groseras éstas últimas y en especial, aquellas que están próximas a las desembocaduras de los dos cursos fluviales principales que flanquean el conjunto playero, decreciendo el tamaño de grano hacia el centro de la playa. Hasta aquí todo normal, confirmando el análisis sedimentológico una potencial corriente de deriva en sentido noreste-suoreste, y que han sido los ríos, los principales suministradores de arena, hoy en día deficitarios. También, se aprecian alteraciones sedimentológicas en la salida de los arroyos, los cuáles apenas parecen aportar actualmente carga sedimentaria (tamaños muy pequeños de grano a pesar de proceder del desmantelamiento de niveles Pliocenos muy próximos).

Ante esta situación, se efectuaron distintas campañas de campo con apoyo de la fotointerpretación, localizándose así los siguientes factores antrópicos que pueden estar repercutiendo en el retroceso de la playa:

- a) Tanto los 2 ríos como los 3 arroyos se encuentran intervenidos por canalizaciones de distinta naturaleza (sobre todo escolleras de protección para evitar inundaciones y proteger las nuevas zonas edificadas). Además, sus aguas han sido desviadas o represadas en los embalses de La Concepción (Guadalmina y Guadalmansa) y de La Cancelada del Taraje (Arroyo del Taraje).
- b) Se han contabilizado más de 400 piscinas de diversos tamaños de entre 10 y 50 m de longitud, repartidas en una superficie de 330 Ha y en los primeros 500 m inmediatos a la playa. Eso supone aproximadamente, una sustracción superior a los 50.000 m<sup>3</sup> de agua a los cursos fluviales (con un solo llenado al año). En éste mismo espacio, hay 2 campos de golf con elevadas necesidades de abastecimiento por las condiciones climáticas de la zona.
- c) En el margen izquierdo del Rio Guadalmansa, se emplaza una empresa de sustracción de áridos desde hace varios años, lo que supone una reducción potencial de sedimentos al río.
- d) Además, la demanda de agua fruto del crecimiento urbano ha debido incrementarse considerablemente cómo se puede apreciar en la Tabla I. Éste, se ha afianzado a costa de los arenales y el pretérito espacio agrícola de Estepona.
- e) Por otro lado, en el Mapa Topográfico del IGN de 1874, se puede valorar que el conjunto de la Playaduna-marisma de aquel entonces, era aproximadamente de unas 134 Ha. Actualmente, sólo quedan unas 16 Ha de playa, por unas 9 Ha de dunas concentradas en 2 espacios aislados: la urbanización Santa Marta (cerca desembocadura del Guadalmina) al oeste, un segmento en la playa

del Saladillo (anexo a la desembocadura del Guadalmansa).

Año	1956/57	1977/78	1998	2013
Porcentaje de suelo urbanizado	0,54%	25,13%	52,16%	77,62%

TABLA I. Evolución del suelo urbanizado en el área de estudio localizada en la Fig.1.

### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El sistema Playa-Duna del "Saladillo-Matas Verdes" es uno de los muchos ejemplos de erosión de las costas españolas. Atendiendo a los distintos factores que pueden determinar esta situación de degradación, se han detectado diferentes causas que se encuentran vinculadas a distintas actividades humanas que afectan, directa e indirectamente, a los procesos de transporte, sedimentación y erosión en los cursos fluviales que suministran de arena a este sector costero. Mermas potenciales en el agua de los ríos y arroyos (agentes de transporte) al ser sustraído para campos de golf, un ingente número de piscinas y abastecimiento urbano, junto con el apresamiento de los sedimentos a partir de embalses, encauzamientos y extracción de áridos, se presentan como los principales elementos a tener en cuenta en el proceso de erosión.

No obstante, otros factores como el efecto del oleaje en episodios de tormenta extrema o la subida del Nivel del Mar a consecuencia del Cambio Climático, no han sido aún valorados en este trabajo, esperando, ser analizados en documentos futuros junto a otros factores que puedan ir surgiendo en el desarrollo de la continuación de esta investigación.

#### AGRADECIMIENTOS

En especial al *Laboratorio de Geografía Física* del Departamento de Geografía de la UAM, dónde se han realizado los distintos análisis y, en concreto a su Director el Catedrático Felipe Fernández.

- Cailleux, A., y Tricart, J. (1963): *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Texte 1. Centre de documentation Universitaire. París. 364 pp.
- Gómez Zotano, J. (2009): Dunas litorales y fondos marinos del Saladillo-Matas Verdes (Estepona, Málaga). Estudio integrado para su declaración como reserva marítimo-terrestre. Asociación Grupo de Trabajo Valle del Genal – Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga (SPICUM). Málaga. 25-111.
- Gómez Zotano, J. (2014): La degradación de dunas litorales: aproximación geohistórica y multiescalar en Andalucía. Investigaciones Geográficas, 23-39
- Gómez Zotano, J., Olmedo Cobo, J. A., y Arias García, J. (2016): Mediterranean dune vegetation: study for the conservation of a threatened ecosystem in southern Spain. Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography, 117 (1): 36-52.
- Guerra-Merchán, A., Palmqvist, P., Lozano Francisco, M. C., Vera Peláez, J. L., y Triviño Rodriguez, A. (1996): Análisis sedimentológico y paleoecológico del yacimiento plioceno de Parque Antena (Estepona, Málaga). Revista Española de Paleontología, 11 (2): 226-234
- I.G.N. (1874): Mapa Topográfico de España 1:50.000, hoja nº 1072. Estepona.
- I.G.N. (1901): Mapa Topográfico de España 1:50.000, hoja nº 1072. Estepona.
- Serrano Montes, J.L. y Gómez Zotano, J. (2017): Propuesta metodológica para la inclusión de la fauna en los estudios de paisaje. El ejemplo de la playa de Casasola, Málaga (España). Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 73: 61-76.

# Caracterización morfodinámica y cambios recientes en las playas mediterráneas de la costa de Cádiz

### Morphodynamic characterization and recent changes in Mediterranean beaches on the coast of Cádiz

#### J. Montes<sup>1</sup>, L. Del Río<sup>1</sup> y J. Benavente<sup>1</sup>

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz 11519 Puerto Real (Cádiz). juan.montes@uca.es, laura.delrio@uca.es, javier.benavente@uca.es.

**Resumen:** El sector mediterráneo de la costa de la provincia de Cádiz tiene gran importancia tanto a nivel industrial como turístico. El presente trabajo pretende sentar una base para futuros estudios de vulnerabilidad de las playas de la zona ante los riesgos de erosión e inundación. Para ello se han estudiado dos playas expuestas a los vientos y oleaje del Este y fuertemente antropizadas, La Atunara (La Línea de la Concepción) y Sotogrande (San Roque). Se han realizado campañas de seguimiento topográfico (mediante DGPS) y granulométrico, con periodicidad quincenal en invierno y mensual en verano a lo largo de 18 meses. Con ello, se han caracterizado las playas a partir de su pendiente y tamaño de grano. Esta información ha permitido calcular diversos índices morfodinámicos, como el parámetro de similaridad de surf o el parámetro de escala de surf. Asimismo, se ha realizado un análisis de la evolución de la línea de costa en ambas playas utilizando fotografías aéreas de las últimas cinco décadas, mediante el uso de herramientas SIG. Las tendencias de la línea de costa en este periodo muestran patrones erosivos, altamente influenciados por la construcción de infraestructuras portuarias, especialmente en la desembocadura del río Guadiaro.

Palabras clave: Playas, riesgos costeros, fotografías aéreas, DGPS, Cádiz.

Abstract: The Mediterranean area of the coast of the Province of Cádiz has an enormous importance on both industrial and touristic levels. This study aims to establish the basis for future vulnerability studies for the beaches in the area and their response to erosion and flooding risks. For this purpose, two beaches exposed to Easterly winds and waves and with dense urban occupation have been monitored, namely La Atunara (La Línea de la Concepción) and Sotogrande (San Roque). Topographic monitoring by DGPS and grain size surveys have been conducted with a fortnightly periodicity in winter and a monthly periodicity in summer for 18 months. This way, the studied beaches have been characterized by their slope and their grain size. This information has allowed to calculating several morphodynamic indices, such as the surf similarity parameter or the surf scaling parameter. Additionally, an analysis of shoreline evolution has been performed in both beaches by using aerial photographs from the last five decades processed in GIS. Recent shoreline trends show erosive patterns highly influenced by the construction of port infrastructure, especially in the Guadiaro river estuary.

Key words: beaches, coastal risks, aerial photographs, DGPS, Cádiz.

#### INTRODUCCIÓN

La situación estratégica del Estrecho de Gibraltar ha llevado a su intenso desarrollo urbanístico en las últimas décadas, principalmente debido a las actividades industriales y turísticas relacionadas con el litoral. Estas últimas, ligadas principalmente a la demanda de uso recreativo de las playas, se extendieron por toda la costa andaluza desde los años 50 (Mano et al., 2016). Como consecuencia, la dinámica natural de los ambientes costeros de la zona se ha visto profundamente modificada.

De este contexto nace la necesidad de caracterizar la zona desde un punto de vista geomorfológico y determinar su evolución reciente. Esto servirá de base para futuros estudios sobre riesgos de erosión e inundación, con el objetivo final de prever y, en la medida de lo posible, mitigar futuros riesgos sobre la población costera y las diferentes estructuras que en ella se localizan.

El trabajo se centra en dos playas micromareales (La Atunara y Sotogrande) situadas en el entorno del Estrecho de Gibraltar, en la parte externa de la Bahía de Algeciras (Fig. 1). Estas playas han sido escogidas por su situación expuesta a los vientos y oleaje predominantes en la zona (de componente Este o *Levante*) y por su elevada antropización.

La Atunara (La Línea de la Concepción) se extiende de forma continua a lo largo de 2,5 km, entre el puerto pesquero de La Atunara y el Peñón de Gibraltar. Se encuentra profundamente transformada por la acción antrópica: espigones del puerto, paseo marítimo en la parte posterior, establecimientos de restauración sobre la playa y tuberías pluviales enterradas en la misma.



FIGURA 1. Imagen aérea de la zona de estudio del año 2013 (Obtenida del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea).

Sotogrande (San Roque) se extiende a lo largo de 750 m, entre la desembocadura del Río Guadiaro y la urbanización de Sotogrande sur. La desembocadura, en numerosas ocasiones, se encuentra cerrada debido al escaso aporte del caudal y a la escasa intensidad de la corriente de vaciado al ser una zona micromareal. Hasta finales de los años 80, Sotogrande se unía con la playa de Guadalquitón, situada al sur, formando una extensa playa, pero debido a la fuerte erosión registrada en las últimas décadas, la parte situada frente a la urbanización se ha perdido, quedando ambas playas desconectadas.

#### METODOLOGÍA

Inicialmente, se determinó la evolución de la línea de costa a medio plazo, utilizando fotografías aéreas correspondientes a 8 vuelos fotogramétricos de entre los años 1977 y 2013. La línea de costa ha sido digitalizada mediante SIG, utilizando como indicador la marca de agua debido a la escasa relevancia de la marea en la zona (Crowell et al., 1997). Con la extensión DSAS (Thieler et al., 2009) para ArcGIS 10 se obtuvieron las tasas de cambio costero. En este estudio, la tasa escogida ha sido la tasa de regresión lineal (LRR), que representa la velocidad de cambio ajustada a una ecuación lineal considerando todas las fechas disponibles. En ambas playas se llevó a cabo un seguimiento topográfico mediante GPS con posicionamiento diferencial en tiempo real (RTK-DGPS). Dicho seguimiento consistió en la realización de seis perfiles en cada playa, con periodicidad quincenal o mensual, para determinar los cambios debidos a los temporales. Los perfiles se tomaron desde la parte alta de la playa hasta aproximadamente el cero hidrográfico. Las campañas tuvieron lugar entre octubre de 2015 y abril de 2017, obteniendo datos de dos periodos invernales. A su vez, cada año se realizó un muestreo de sedimento en verano y en invierno.

A partir de los levantamientos topográficos, se calcularon las pendientes de cada campaña en cada playa; para ello se utilizó la parte emergida de las playas, desde el 0 hidrográfico hasta una cota fija, 0,98 m, nivel de la pleamar viva media (PMVM), con la intención de que los datos sean fácilmente comparables. Por otro lado, las muestras de sedimento se analizaron mediante tamizado en seco, y se obtuvieron los parámetros granulométricos.

Finalmente, se calcularon diferentes índices morfodinámicos clásicos para determinar el estado y forma de las playas. Los índices escogidos, por ser los más aceptados para tal efecto, son: el número de Iribarren (Battjes, 1974), el parámetro de escala de surf (Guza e Inman, 1975) y el número de Dean (Dean, 1973).

#### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las playas analizadas presentan una caracterización similar, aunque su evolución es muy diferente.

Respecto a la evolución a medio plazo de la línea de costa, en La Atunara se observa una clara estabilidad a lo largo de los últimos 35 años, con una LRR media para toda la zona de 0,3 m/año. En la parte central existe una ligera tendencia erosiva, mientras que en la zona norte, donde está ubicado el puerto, se ha producido la mayor acreción por la acción de los espigones (Fig. 2).

Por el contrario, la tendencia en Sotogrande es extremadamente erosiva (Fig. 3). La línea de costa ha retrocedido en algunos puntos más de 150 metros desde el año 1977. La tasa LRR muestra valores medios superiores a los -3,5 m/año, alcanzando sus máximos en la parte central y norte de la flecha.



FIGURA 2. Tasa de cambio de la línea de costa (1977-2013) a lo largo de la playa de La Atunara sobre imagen aérea del año 2013. Arriba: transectos de medida codificados por colores en función de la tasa (m/año). Abajo: distribución longitudinal de las tasas de cambio (sur-norte).

En la figura 4 se observa la evolución de la pendiente de ambas playas durante los 18 meses de estudio, en los que el periodo de mayor estabilidad se produce en los meses de verano. Por el contrario, los meses invernales se caracterizan por una gran y continua variabilidad, sobre todo en los primeros meses de 2017, donde se sucedieron numerosos temporales de levante.

Por otro lado, los valores de desviación típica más elevados en La Atunara indican que la variabilidad entre los distintos perfiles de dicha playa es relativamente alta. Por el contrario, Sotogrande muestra valores más bajos, ya que los cambios en la.



FIGURA 3. Tasa de cambio de la línea de costa (1977-2013) a lo largo de la playa de Sotogrande sobre imagen aérea del año 2004. Arriba: transectos de medida codificados por colores en función de la tasa (m/año). Abajo: distribución longitudinal de las tasas de cambio (sur-norte).

playa se producen de forma homogénea a lo largo de todos los perfiles. El incremento en la desviación típica en Sotogrande a principios del año 2017 se debe a las intervenciones que se realizaron como medida para paliar los efectos de los temporales, consistentes en el traslado de sedimentos del extremo Norte al extremo Sur de la playa.

En la tabla I se observa que las pendientes medias durante el estudio son similares, con valores de 0.11 para La Atunara y 0.09 para Sotogrande. El tamaño medio de grano es superior en la playa de Sotogrande, siendo su variabilidad estacional también mayor.



FIGURA 4. Variación de las pendientes medias de cada playa. Las barras de error representan la desviación típica de cada campaña.

Parámetros	La Atunara	Sotogrande
Pendiente media	0,09	0,11
D50 (mm)	0,42	0,78
Parámetro de	7,69	5,15
escala de surf $(E)$		
Parámetro	0,52	0,63
similaridad de surf		
(ξ)		
Número de Dean	0, 1	0,1

TABLA I. Diferentes parámetros calculados en las playas de La Atunara y Sotogrande para el periodo de estudio.

En cuanto a los parámetros morfodinámicos, ambas playas muestran valores parecidos. Wright y Short (1984) utilizaron los parámetros de escala de surf y de similaridad de surf para definir el tipo de rompiente y el estado morfodinámico de las playas. Definieron como playas disipativas aquéllas que tuvieran un valor de  $\mathcal{E}$  superior a 30 y un valor de  $\xi$  inferior a0,3, y como reflectivas aquéllas que tuvieran un valor de  $\mathcal{E}$  menor a 1 y un valor de  $\xi$  mayor a 2. Por tanto, las playas de La Atunara y Sotogrande presentan un estado intermedio, si bien más cercano al reflectivo. En cuanto al número de Dean, al ser inferior a 1 en ambos casos, define a las playas como reflectivas según la clasificación de Darlymple y Thompson (1976).

#### **CONCLUSIONES**

El presente trabajo aporta datos relevantes para los estudios sobre riesgos de erosión e inundación en la zona, a corto y medio plazo.

El periodo de seguimiento topográfico ha permitido observar diferentes condiciones oceanográficas. Durante el primer invierno, suave en cuanto a intensidad y número de temporales, las playas sufren variaciones de pequeña magnitud. Durante el segundo invierno, un periodo caracterizado por intensos temporales de levante, se dieron cambios significativos y con mayor frecuencia. Por otro lado, se ha observado que la tendencia de la línea de costa de las últimas décadas ha estado enormemente influenciada por la ocupación del litoral, y que las diferencias entre el comportamiento de ambas playas que se pueden atribuir al distinto grado de urbanización entre ambas. En la playa de Sotogrande, aunque la línea de costa no está retrocediendo al ritmo al que lo hacía hasta principios de la década de los 2000, la playa aún no ha adquirido el equilibrio y sigue erosionándose año tras año.

Por último, sería muy importante proseguir la monitorización de la zona y observar las respuestas del sistema ante diversas condiciones. Una serie temporal más larga permitiría a su vez, tener datos de mayor calidad que sirvan de entrada para modelos numéricos que puedan simular eventos de temporal, con el fin de evaluar la vulnerabilidad de las poblaciones costeras de la zona ante los riesgos asociados.

#### AGRADECIMIENTOS

Este artículo es una contribución al proyecto de investigación ADACOSTA (CGL2014-53153-R) y al grupo RNM-328 del PAI.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Battjes, J.A. (1974): Surf similarity. Proc. 14th Coastal. Eng. Conf., ASCE, pp. 446-480.
- Crowell, M., Douglas, B.C. y Leatherman, S. (1997): On forecasting future US shoreline positions: a test of algorithms. *Journal of Coastal Research*, 13, 1245-1255.
- Darlymple, R.A. y Thompson (1976). Study of equilibrium beach profiles. Proc. 15th *Coastal Engineering*, Conf., ASCE, 1277-1296.
- Dean, R.G. (1973): Heuristic models of sand transport in the surf zone. Engineering Dynamics in the surf zone. Proc. First. Aust. Conf. *Coastal Engineering*, Inst. Eng., Australia, pp.208-14.
- Mano, G., Anfuso, G., Messina, E., Williams, A. T., Suffo, M., y Liguori, V. (2016): Decadal evolution of coastaline armouring along the Mediterranean Andalusia litoral (South of Spain). Ocean and Coastal Management, 124, 84-99.
- Guza, R.T. e Inman, D.L. (1975): Edge waves and beach cusps. *Journal Geophysics Research*, 80: 2997-3012.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., y Ergul, A. (2009): Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0-An ArcGIS extension for calculating shoreline change. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278.
- Wright, L.D. y Short, A.D. (1984): Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56: 93-118.

# Peligrosidad asociada al clima marítimo en tres playas de la Bahía de Cádiz

Storm-driven hazard in three beaches of the Bay of Cadiz

#### M. Puig<sup>1</sup>, T.A. Plomaritis<sup>2</sup>, L. Del Río<sup>1</sup> y J. Benavente<sup>1</sup>

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, CASEM, Universidad de Cádiz, Av. República Saharaui s/n 11510 Puerto Real, España. maria.puig@uca.es, laura.delrio@uca.es, javier.benavente@uca.es. 2 CIMA, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-135 Faro, Portugal. tplomaritis@ualg.pt

Resumen: Este trabajo analiza la peligrosidad asociada a los cambios morfológicos inducidos por temporales en tres playas de la Bahía de Cádiz. Para ello, se realizó un seguimiento topográfico de las playas durante 2008-2015. Las condiciones hidrodinámicas en la zona de rompiente se obtuvieron a través del modelo de propagación SWAN. Con dichos datos se aplicó un modelo de equilibrio (ShoreFor) con el fin de realizar el retroanálisis de la posición de la línea de costa desde 1972 hasta 2015. De este modo, se identificaron los eventos de erosión de cada playa y se determinaron los periodos de recurrencia de dichos eventos. Los resultados muestran que los cambios costeros presentan una variabilidad estacional a corto plazo, además de una oscilación superior asociada a la intensidad energética de los inviernos. Estos ciclos se relacionan con patrones climáticos a escala regional, afectando a los cambios costeros de dichas playas. En cuanto a la peligrosidad asociada al clima marítimo, se aprecia que es variable en cada zona de estudio, siendo la playa de Camposoto la más vulnerable a sufrir erosión. De hecho, la tendencia erosiva a medio plazo que presenta esta playa es de una magnitud muy significativa. Estos resultados constituyen información de interés que podría ser utilizada por los gestores costeros para la correcta toma de decisiones en relación a las intervenciones que se realicen en el litoral.

Palabras clave: evolución de la línea de costa, playas, retroanálisis, modelo ShoreFor, Bahía de Cádiz.

Abstract: This work assesses the storm-driven erosion at three sandy beaches of the bay of Cadiz. For that purpose, firstly a beach monitoring program was carried out for the period between 2008 and 2015, and associated nearshore wave conditions were obtained from SWAN wave propagation model. The hindcast of shoreline position was computed from 1972 to 2015, applying an equilibrium model (ShoreFor) and considering wave and topographic data. In this way, annual erosion events were determined and the corresponding return period was studied. Results show that shoreline changes of studied sites present a seasonal behaviour over the short term, as well as a superior oscillation related to the intensity of winter seasons. These cycles are associated to regional climatic patterns and affect shoreline changes in the study sites. On the other hand, the analysis of the erosion-related hazard reflects that Camposoto is the most vulnerable beach followed by La Victoria and Vistahermosa. Moreover, Camposoto presents a strong erosion pattern recorded in the medium term. These results could be used by coastal managers to make adequate decisions regarding coastal interventions, as they provide information related with shoreline dynamics and trends which would help in adjusting interventions to the real needs existing on each beach.

Key words: shoreline evolution, beaches, shoreline hindcast, ShoreFor model, Bay of Cadiz.

#### **INTRODUCCIÓN**

El interés científico por el conocimiento acerca del comportamiento de las playas se ha incrementado debido al crecimiento acelerado de la población de las áreas litorales (Neumann et al., 2015) y al aumento de la peligrosidad debido al cambio climático (Vitousek et al., 2017). Este último aspecto es sin duda uno de los principales fenómenos que afectará de manera negativa a las zonas costeras en las próximas décadas; sin embargo, existen otros procesos naturales que contribuyen al retroceso costero, como los temporales, que deben ser cuantificados para una adecuada gestión.

Dentro de este contexto se desarrolla el presente estudio, que tiene como objetivo principal el análisis de la peligrosidad que muestran tres playas características

de la Bahía de Cádiz (Vistahermosa, La Victoria y Camposoto) frente al clima marítimo (Fig.1). Esta costa es de tipo mesomareal y se caracteriza por ser de baja energía al registrar alturas de oleaje medias de 1 m y periodos que varían entre 5 y 6 segundos (Benavente et al., 2002). La primera playa (Vistahermosa) se localiza al norte de la Bahía y presenta un cordón dunar en la zona norte y un muro de contención en la zona sur. En la zona central expuesta de la Bahía, se sitúa la playa urbana de La Victoria, en la que se ha seleccionado la zona sur de la misma, respaldada por un paseo marítimo. Por último, en el extremo sur se encuentra la playa natural de Camposoto, caracterizada por la presencia de dunas en la parte trasera de la playa.



FIGURA 1. Localización del área de estudio.

#### METODOLOGÍA

#### Monitorización de la playa

El seguimiento de la playa se llevó a cabo mediante la realización de perfiles topográficos perpendiculares a la línea de costa en las tres playas objeto de estudio, mediante un D-GPS en modo RTK. El periodo de monitorización se desarrolló entre los años 2008-2010 y 2013-2015 en la playa de La Victoria y Camposoto, y 2013-2015 en la playa de Vistahermosa, con una periodicidad mensual durante condiciones de baja energía y quincenal durante periodos de alta energía. Por otro lado, para los años 2013 y 2014 se llevó a cabo un análisis granulométrico del sedimento. Las muestras fueron procesadas en el laboratorio mediante tamizado en seco con una columna de 8 tamices de los siguientes tamaños: 0,063, 0,09, 0,125, 0,25, 0,355, 0,5 y 0,71 milímetros. Los resultados de los pesos registrados en cada tamiz fueron analizados mediante el método gráfico, usando el software GRADISTAT.

#### Clima marítimo

Para el análisis del clima marítimo se propagaron desde 1972 hasta 2015 las condiciones hidrodinámicas del punto SIMAR-1052046 (Puertos del Estado). situado en el centro del Golfo de Cádiz a una profundidad de 450 m, hasta la zona de rompiente de cada playa, mediante el modelo SWAN (Simulating WAves Nearshore) (Booij et al., 1999). La resolución de las mallas utilizadas fue de 200 x 200 m para el Golfo y de 50 x 50 m para las tres mallas anidadas en las zonas someras. La localización de las salidas del modelo fue diferente para cada área de estudio debido a la presencia/ausencia de lajas rocosas submareales. En la playa de Vistahermosa, que no posee plataforma rocosa, se consideró la profundidad de rotura propuesta por McCowan (1891), mientras que en la playa de La Victoria y Cortadura, la salida del modelo se estableció

entre las áreas de estudio y las lajas rocosas, considerando la profundidad de estas últimas.

#### Determinación estadística de la peligrosidad

Existen dos métodos para el análisis de la peligrosidad: el método de eventos y el método de respuesta (Garrity et al., 2006). En el presente trabajo se utilizó el segundo ya que considera la respuesta que presenta la playa ante el oleaje y las mareas. Así pues, la determinación estadística de la peligrosidad por erosión en las playas de Cádiz se calculó a partir del retroanálisis de la línea de costa desde 1972 hasta 2015. Para ello, se empleó el modelo empírico ShoreFor (*Shoreline Forecast*) (Davidson et al., 2013), que predice la variabilidad de la línea de costa a partir del transporte transversal de sedimentos:

$$\frac{dx}{dt} = c \left(F^+ + rF\right) + b$$

siendo *c* el primer parámetro implícito y libre, que muestra lo eficiente que es el oleaje en transportar el sedimento; *b* es el segundo parámetro explícito y libre del modelo y muestra la tendencia lineal de la playa; *r* refleja los distintos procesos físicos que afectan a la respuesta de erosión y acreción, y  $F=P^{0.5} \Delta\Omega/\sigma_{d\Omega}$  representa el factor de fuerza del modelo. En esta fórmula, *P* corresponde con la potencia del oleaje, y  $\Delta\Omega=\Omega_{eq}$  (t) -  $\Omega$ (t) es el desequilibrio del parámetro adimensional de la velocidad de caída de grano, donde  $\Omega$  es el valor del parámetro en el equilibrio, que se define como:

$$\Omega_{eq}(t) = = \frac{\sum_{i=1}^{2\Phi} \Omega_i 10^{-i/\Phi}}{\sum_{i=1}^{2\Phi} 10^{-i/\Phi}}$$

siendo *i* el número de días y  $\phi$  el tercer y último parámetro libre e implícito del modelo, que muestra el factor de fuerza de la playa.

La calibración del modelo se llevó a cabo en cada una de las playas y se determinó su efectividad a partir del cálculo del coeficiente de correlación lineal (R), el error cuadrático medio normalizado (NMSE) y el *Brier Skill Score* (BSS). Tras la calibración, se realizó el retroanálisis de la línea de costa desde 1972 hasta 2015 y se calculó la peligrosidad asociada a la erosión costera mediante la técnica de Máximo Anual (Pender et al., 2015), que consiste en la identificación de los máximos anuales de erosión, el ajuste de dichos datos a la función de distribución generalizada de valores extremos (GEV), el cálculo de los periodos de retorno y su representación.

#### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### Clima marítimo y seguimiento topográfico

Las condiciones hidrodinámicas en rompiente ( $H_{s,b}$ y  $T_p$ ) de las tres áreas de estudio se caracterizaron por presentar un comportamiento similar y estacional a lo largo del periodo analizado (Fig. 2). Por una lado, la altura significante del oleaje  $(H_{s,b})$  presentó los valores más altos en la playa de Camposoto  $(H_{s,b} = 0,91 \text{ m})$ , seguida de la playa de La Victoria  $(H_{s,b} = 0,87 \text{ m})$  y Vistahermosa  $(H_{s,b} = 0,6 \text{ m})$ . Por otro lado, el periodo de pico  $(T_p)$  mostró valores medios muy similares en las tres zonas de estudio  $(T_p = 8 \text{ s para Vistahermosa}, T_p = 8,3 \text{ s para La Victoria y } T_p = 8,2 \text{ s para Camposoto }).$ 



FIGURA 2. Condiciones hidrodinámicas en rompiente  $(H_{s,b} \ y \ T_p)$  de las áreas de estudio para el periodo 1972-2015.

El seguimiento topográfico de las playas registró una variabilidad estacional similar en las tres zonas de estudio, controlada principalmente por el transporte transversal de sedimentos. En general, las playas presentaron la mayor anchura al comienzo del periodo analizado y mostraron procesos de erosión y acreción durante las épocas de invierno y verano respectivamente (Fig. 3).

En cuanto a la granulometría, las playas de La Victoria y Camposoto presentaron un tamaño de grano medio similar ( $D_{50} = 0.22 \pm 0.012$  y  $D_{50} = 0.24 \pm 0.027$  mm respectivamente), mientras que la playa de Vistahermosa mostró un tamaño de grano más grueso ( $D_{50} = 0.34 \pm 0.07$ ).



FIGURA 3. Evolución temporal de la anchura de las playas de La Victoria, Camposoto y Vistahermosa.

#### Calibración del modelo ShoreFor

La calibración del modelo se ajustó de manera buena y excelente, siendo el mejor ajuste el de la playa de Vistahermosa (BSS=0,85 y NMSE=0,14), seguido de La Victoria (BSS=0,80 y NMSE=0,52) y Camposoto (BSS=0,76 y NMSE=0,40).

Los parámetros libres del modelo ( $\phi$  y c) caracterizaron a las playas de Camposoto y Vistahermosa como las más dinámicas (*φ*=100 días y  $c=6,68 \times 10^{-8} \text{ (m/s)/(W/m)}^{0.5}$  para Camposoto;  $\phi=140$ días y  $c=8,5 \times 10^{-8} \text{ (m/s)/(W/m)}^{0.5}$  para La Victoria), con rápidos cambios costeros ante la presencia de temporales, lo que se puede atribuir a la alta eficiencia del transporte transversal de sedimento entre la barra y el frente de la playa (Davidson et al., 2013). Por el contrario, en la playa de La Victoria ( $\phi$ =231 días y  $c=5,22 \text{ x } 10^{-8} \text{ (m/s)/(W/m)}^{0,5}$  mostraron un transporte de sedimentos menos eficiente entre la barra, localizada a mayor profundidad, y el frente de la playa. En lo que respecta al coeficiente b, se observó una tendencia de acreción fuerte en Vistahermosa (b=9,22m/año). Este comportamiento es contrario a lo esperable, ya que la mayoría de las playas de la Bahía de Cádiz se encuentran en recesión (Del Río et al., 2013). Sin embargo, puede atribuirse a que en la zona norte de dicha playa se desarrolla un cordón dunar de grandes dimensiones, el cual podría caracterizar la zona como menos erosiva. Además, la localización del área de estudio, al final de una celda de transporte sedimentario, podría provocar una tendencia positiva. Por otro lado, el parámetro b, reflejó una estabilidad (b=-0.77 m/año) y una mayor erosión (b=-2.96 m/año)en La Victoria y Camposoto respectivamente, lo que va en línea con los resultados observados por Del Río et al. (2013).

#### Retroanálisis de la línea de costa

El retroanálisis de la posición de la línea de costa mostró grandes cambios costeros con periodos de intensa erosión y acreción (Fig. 4). Asimismo, presentó una oscilación superior de aproximadamente 5 años, donde la línea de costa volvió al equilibrio (p.ej. periodo de 1991-1996) tras los grandes eventos de erosión (p.ej. invierno de 1990). Estos ciclos se han relacionado con los patrones climáticos a escala regional (índice NAO) y afectan a los cambios costeros de las playas objeto de estudio (Plomaritis et al., 2015).



FIGURA 4. Retroanálisis de la posición de la línea de costa de las áreas de estudio.

La erosión anual máxima (entendida como reducción de la anchura de la playa seca) presentó un comportamiento variable durante el periodo 1972-2015

(Fig. 4). La playa de Camposoto registró los valores máximos de erosión, que alcanzaron los 36,5 m. Los valores de retroceso de la playa de La Victoria fueron ligeramente inferiores con una erosión máxima de 30,2 m. Finalmente, la playa de Vistahermosa mostró los valores más bajos, que no excedieron los 25 m.

#### Peligrosidad

Las playas de Camposoto y La Victoria, que se encuentran más expuestas al efecto del oleaje, presentaron la mayor peligrosidad, registrando los valores de erosión más altos ante los periodos de retorno superiores a 25 años (Fig. 5). La peligrosidad de la playa de Vistahermosa presentó una incertidumbre muy elevada en los periodos de retorno. No obstante, cabe señalar que esta playa presentó una tendencia de acreción y una cierta protección de los temporales que proceden del NW y SW; por lo tanto, cabe esperar que su peligrosidad será inferior a la del resto de las áreas de estudio.

#### CONCLUSIONES

El presente trabajo realiza una estimación de las variaciones en la posición de la línea de costa entre los años 1972 y 2015 usando el modelo de equilibrio ShoreFor y analiza la peligrosidad de tres playas de la Bahía de Cádiz desde un punto de vista de la erosión costera. Este tipo de información es de gran interés para los gestores costeros puesto que permite adecuar las futuras intervenciones en las playas. En un futuro, con la metodología propuesta se podría calcular los periodos de retorno de predicciones climáticas de oleaje y determinar así, los cambios de peligrosidad asociados al cambio climático.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Beca FPI 2012 (BES 2012-053175) del Ministerio de Economía y Competitividad. Además, es una contribución al grupo RNM-328 del PAI y al proyecto ADACOSTA (CGL2014-53153-R). T.A. Plomaritis ha sido financiado por el proyecto europeo FP7 RISC-KIT (contrato 603458) y por CIMA y la Fundación Portuguesa de Ciencia (FCT) con el contrato UID/MAR/00350/2013.

- Benavente, J., Del Río, L., Anfuso, G., Gracia, F.J. y Reyes, J. (2002): Utility of morphodynamic characterisation in the prediction of beach damage by storms. *Journal of Coastal Research*, SI 36: 56-64.
- Booij, N., Ris, R. y Holthuijsen, L. (1999): A thirdgeneration wave model for coastal regions. 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104: 7649–7666.
- Davidson, M.A., Splinter, K.D. y Turner, I.L. (2013): A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coastal Engineering*, 73: 191-202.
- Del Río, L., Gracia, F.J. y Benavente, J. (2013): Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology*, 196: 252-266.
- Garrity, N.J., Battalio, R., Hawkes, P.J., y Roupe, D. (2006): Evaluation of the event and response approaches to estimate the 100 year coastal flood for Pacific coast sheltered waters. *Proc. 30th ICCE*, ASCE, 1651-1663.
- McCowan, J. (1891): On the highest wave of permanent type. *Philosophical Magazine Series*, 38: 351-357.
- Neumann, B., Vafeidis, A.T., Zimmermann, J. y Nicholls, R.J. (2015): Future coastal population growth and exposure to sea-level rise and coastal flooding - a global assessment. *PLOS ONE*, 10(3): e0118571.
- Pender, D., Callaghan, D.P. y Karunarathna, H. (2015): An evolution of methods available for quantifying extreme beach erosion. *Journal of Ocean Engineering and Marine Energy*, 43: 1-31.
- Plomaritis, T.A.; Benavente, J.; Laiz, I. y Del Río, L. (2015): Variability in storm climate along the Gulf of Cadiz: the role of large scale atmospheric forcing and implications to coastal hazards. *Climate Dynamics*, 45: 2499-2514.
- Vitousek, S., Barnard, P.L. y Limber, P. (2017): Can beaches survive climate change? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2017JF004308.



FIGURA 5. Gráfica de extremos de las tres zonas de estudio.
### Modelización tridimensional y caracterización ecológica de playas con arribazones de *Posidonia oceanica*: ejemplos del sudeste de España

# Three dimensional modeling and ecological characterization of beaches with Posidonia oceanica beach wrack: examples of Southeast Spain

C. Megías<sup>1</sup>, H. Corbi<sup>2</sup>, A. Riquelme<sup>3</sup>, A. Abellán<sup>4</sup> y A. A. Ramos-Esplá<sup>5,6</sup>

1 Grado en Ciencias del Mar, Universidad de Alicante (Alicante) cmb51@alu.ua.es

2 Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante 03080 San Vicente del Raspeig (Alicante) hugo.corbi@ua.es

3 Dpto. Ingeniería Civil, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Alicante 03080 San Vicente del Raspeig (Alicante) ariquelme@ua.es

4 Scott Polar Research Institute, Geography Department, University of Cambridge

5 Dpto. Ciencias del Mar y Biología Aplicada, Universidad de Alicante 03080 San Vicente del Raspeig (Alicante) alfonso.ramos@ua.es

6 Centro de Investigación Marina de Santa Pola (CIMAR), Universidad de Alicante-Ayuntamiento de Santa Pola

**Resumen:** Los arribazones de *Posidonia oceanica* se acumulan en las playas del mar Mediterráneo, formando una barrera protectora entre la interfase mar-tierra. Dicha barrera protege a la playa de la pérdida de arena, suponiendo un aporte de nutrientes al complejo arenoso y permitiendo la estructuración de la macrofauna de invertebrados, que encuentran alimento y protección en ellos. Debido al dinamismo de las playas de arena y de los arribazones, resulta necesario establecer modelos costeros que integren a los arribazones como elemento clave. En este trabajo se muestra la integración de estas estructuras en el modelo costero desarrollado, empleando para ello la técnica basada en instrumentación LIDAR, que ha permitido proponer una metodología para evaluar las variaciones de arena ganadas y perdidas a lo largo de diversas campañas de estudio, teniendo como elemento clave a la estructura de los arribazones. Por otro lado, la permanencia a largo plazo de los arribazones permite una estructuración gradual de la fauna de invertebrados de las playas de arena. En este estudio, se compararon dos playas, una con los arribazones retirados por maquinaria pesada y otra no, mostrando diferencias significativas con mayor abundancia de ejemplares la playa en la que los arribazones no fueron removidos por maquinaria. El orden Amphipoda fue el más abundante en las inmediaciones de los arribazones, y el orden Coleoptera en el estrato supralitoral. Se desprende que la conservación de los arribazones permite una recuperación rápida del entorno.

Palabras clave: arribazones, Posidonia oceanica, LIDAR, geomorfología costera, invertebrados.

Abstract: <u>Posidonia oceanica</u> "banquettes" accumulate on the beaches of the Mediterranean Sea, forming a protective barrier between the sea-land interface. This barrier protects the beach from the loss of sand, besides supposing a nutrient contribution to the sandy complex, allowing the structure of the macrofauna of coastal invertebrates, which in addition to finding food, obtain shelter and protection in them. Due to the dynamism of the sandy beaches and the "banquettes", it is necessary to establish study methodologies that integrate this beach-cast accumulation as a key element. This work shows the integration of these structures in the coastal model developed, using the technique based on LIDAR instrumentation, which have allowed us to propose a methodology to evaluate the variations of sand, taking as a key element to structure of the cliffs. On the other hand, the long-term permanence of dead leaves allows a gradual structuring of the invertebrate fauna in sandy beaches. In this work, two beaches were compared, one subjected to cleaning process by heavy machinery, and another in which it remained unpolluted during the study period, showing significant differences with greater abundance of specimens the beach which the cliffs were not removed. The order Amphipoda was the most abundant in the vicinity of the beach-cast accumulations, and the order Coleoptera in the supralittoral zone. It is evident that the conservation of the "banquettes" allows a quick recovery of the surroundings.

Key words: beach wrack, Posidonia oceanica, LIDAR, coastal geomorphology, invertebrates.

#### INTRODUCCIÓN

Los arribazones son estructuras procedentes de las hojas y rizomas de la planta marina *Posidonia oceanica* (Linné) Delile, que se acumulan en gran cantidad de playas del mar Mediterráneo, originando estructuras a modo de barrera entre la interfase martierra donde se depositan. Esta barrera protege a la playa de la pérdida de arena y supone un aporte de nutrientes al entorno arenoso, lo que permite la estructuración de la macrofauna de invertebrados (Deidun *et al.*, 2011).

El dinamismo de las playas de arena y arribazones, hace que sea necesario discriminar las metodologías de creación de modelos digitales de terreno que integren a los arribazones como un elemento clave de los entornos costeros, de modo que permitan comprender su dinámica espacio-temporal y evaluar su función en los ciclos de ganancia y pérdida de arena, con la finalidad de discernir su relevancia en el fenómeno de erosión de playas arenosas (Gómez-Pujol *et al.*, 2013).

Las técnicas actuales fundamentadas en la fotogrametría, como el escaneado láser mediante instrumentación LIDAR (Light Detection and Ranging), permiten elaborar modelos digitales de elevación (MDE) de un modo rápido y con elevada precisión. Estas técnicas, se cree que ofrecerán la metodología adecuada para el estudio de las playas arenosas en conjunto con los arribazones, para posteriormente, desarrollar modelos costeros que evalúen el papel de éstos (Tomás *et al.*, 2016).

El objetivo general de este trabajo fue caracterizar geomorfológica y ecológicamente playas de arena del sudeste peninsular, empleando como indicadores a los arribazones de *P. oceanica*. Geomorfológicamente, se implementó la instrumentación LIDAR para establecer las técnicas de monitoreo costero con integración de arribazones; y ecológicamente, se caracterizó la abundancia y diversidad de especies de invertebrados de playas sin retirada de arribazones por maquinaria pesada. Se espera que la no limpieza permita una estructuración espacio-temporal de la fauna, con mayor presencia de ésta en la zona de playa sin limpieza.

#### METODOLOGÍA

Se seleccionaron dos playas arenosas del sudeste peninsular, situadas en el municipio de Santa Pola, Alicante ( $38^{\circ}11'23''N - 0^{\circ}33'20''O$ ), conocidas como Calas del Cuartel I y II. Durante el año 2016, la playa I, situada más al sur, se mantuvo sin limpieza de maquinaria pesada ni retirada de arribazones, mientras la playa II sí sufrió limpieza. A lo largo de este periodo, se planteó un estudio anual desde dos prismas diferentes: geomorfológico y ecológico.

#### Monitoreo de la superficie de la playa

Se aplicó la técnica basada en instrumentación LIDAR en la playa I, realizándose dos campañas en primavera y otoño del año 2016, posterior y anterior a los temporales levantinos. Se empleó el sensor LIDAR Leica ScanStation C10 con dianas 6' para el registro de los datos. Con el software CloudCompare se generaron las nubes de puntos de las dos campañas, para realizar una variación de la superficie de la playa, empleando la campaña de primavera como la base de referencia (Argüello *et al.*, 2016). La información para la creación de las nubes se definió por las coordenadas XYZ, los canales RGB y el valor del escalar. Se generó la malla de la superficie mediante triangulación con las irregularidades del terreno. La comparación de las nubes se llevó a cabo empleando el algoritmo M3C2 (distancia normal a la superficie) (Lague *et al.*, 2013).

#### Caracterización ecológica

Se realizaron cuatro campañas a lo largo del año 2016, una por cada estación del año, en las dos playas. Se tomaron 25 réplicas por cada playa en cada campaña, distribuidas en cinco secciones paralelas a la zona de rompiente. El factor principal de análisis fue el estado de las playas (2 niveles, factor fijo). Se añadieron dos factores al modelo: el factor estacional (4 niveles, factor fijo) y el factor espacial (5 niveles, factor aleatorio), los tres ortogonales. La estacionalidad, considerada como observaciones fijas, se determinó en las cuatro épocas del año. El factor espacial indica las secciones en que se distribuyeron las muestras. Las variables de análisis fueron las especies de organismos, medidas en abundancia total (nº individuos/0.05 m<sup>2</sup>), y el número de réplicas por cada sección fue de cinco.

La recolección de fauna se llevó a cabo en horario nocturno, mediante la metodología de captura por caída (Deidun *et al.*, 2011), con trampas estandarizadas (9,8 cm diámetro x 10,5 cm de alto) introducidas en el sedimento, y separadas entre ellas una distancia de 5 a 10 metros. Los ejemplares se conservaron en alcohol 70º para su posterior clasificación taxonómica.

Se realizó un modelo lineal mixto (LMM) tomando la abundancia total de individuos como variable. Los parámetros se estimaron con REML (Restricted Maximun Likelihood), realizando un análisis de la varianza (ANOVA) y un test *a posteriori* mediante el test de Tukey. Se estudió la dependencia temporal con el modelo autorregresivo AR1, considerando la autocorrelación espacial. Tras comprobar la normalidad y homocedasticidad, se aplicó una transformación logarítmica para el análisis de ANOVA, empleando un nivel de confianza del 95% y usando el paquete estadístico R (Cayuela, 2014). El modelo lineal utilizado fue:  $X_{ijkn} = \mu + P_i + E_j + S_k + PxE_{ij} + PxS_{ik} +$  $ExS_{jk} + PxExS_{ijk} + e_{nijk}$ ; siendo P: estado de la playa, E: época y S: secciones de la playa.

#### RESULTADOS

#### Escaneado mediante instrumentación LIDAR

Las nubes de puntos ofrecieron un modelo 3D de la playa para cada campaña. Se llevaron a cabo dos campañas de adquisición, obteniendo dos nubes de puntos, con 9.600.000 puntos para primavera y 6.102.571 puntos para otoño. En el modelo, se muestra el relieve de la playa y arribazón de ambas campañas, además de reflejar las elevaciones de la superficie de la playa. Los resultados comparativos indican mayor acumulación de arribazón en la zona de rompiente en primavera, con una distribución superficial heterogénea en toda la playa en ambas campañas (Fig. 1 y 2).



FIGURA 1. Nube de puntos de referencia de primavera, generada mediante el software CloudCompare.



FIGURA 2. Nube de puntos de la campaña de otoño, generada mediante el software CloudCompare.

# Estimación de las variaciones de sedimento en la superficie del terreno

La superposición de ambas nubes de puntos permitió estimar las diferencias de sedimento en la superficie de la playa. Los resultados indicaron un balance neto de ganancia y pérdida de arena, lo cual muestra el equilibrio del sistema arenoso (Fig. 3). Se observan las zonas de acumulación y erosión, con un máximo positivo de 1.2390 m en las inmediaciones del arribazón, y un mínimo negativo de -0.8970 m, distribuido entre la zona mediolitoral y el contorno arenoso-rocoso. El conjunto arenoso presenta dos secciones diferenciadas de balance positivo y negativo, siendo la sección más lejana a la zona de rompiente la que muestra una tendencia de mayor acumulación que aquélla más cercana a la zona de rompiente.

# Caracterización de fauna de invertebrados *Estudio taxonómico*

Se obtuvo un total de 19 especies de invertebrados, agrupadas en dos subclases y cuatro órdenes taxonómicos de Arthropoda: Crustacea (Isopoda y Amphipoda) y Hexapoda (Dermaptera y Coleoptera). Las especies obtenidas fueron las siguientes:

- Orden Amphipoda: una agrupación de hembras y juveniles y cinco especies: Orchestia stepenseni Cecchini, 1928; Orchestia montagui, Audouin, 1928; Cryptorchestia cavimana (Heller, 1865), Deshayesorchestia deshayesii (Audouin, 1826) y Platorchestia platensis (Krøyer, 1845).

- Orden Isopoda: *Ligia italica* Fabricius, 1798; *Tylos europaeus* Arcangeli, 1938 y género *Porcellio* sp Latreille, 1804.

- Orden Dermaptera: *Labidura riparia* (Pallas, 1773) y *Anisolabis maritima* (Bonelli, 1832).



FIGURA 3. Modelo de comparación que muestra la variación de sedimento entre las dos campañas, obtenido con el algoritmo M3C2, con el software CloudCompare. Los puntos grises muestran aquella zona en la que no hay datos en la comparación de los dos escenarios, debido a la ausencia de arribazón.

- Orden Coleoptera: ejemplares en estado larvario y las especies: *Phaleria acuminata* Kuster 1852; *Pachychila frioli* Solier 1835; *Halammobia pellucida* (Herbst, 1799); *Xanthomus pellucidus* Mulsant & Rey 1856; *Cataphronetis crenata* (Germar, 1836); *Eurynebria complanata* (Linne 1767) y *Psylliodes* sp Berthold 1827.

El número total de individuos para ambas playas fue de 1032, siendo la playa sin limpieza la que mayor número presentó, con un 90% del total en relación al 10% de la playa con limpieza. En conjunto, el orden predominante en ambas playas fue Amphipoda, seguido de Coleoptera, Isopoda y Dermaptera.

#### Análisis estadísticos

El promedio obtenido de abundancia total indicó que los mayores valores se dieron en la playa en la que no se realizó limpieza, mostrando ambas playas un patrón a modo de gradiente temporal decreciente, siendo máxima la abundancia en invierno y mínima en otoño para ambos casos. La mayor variabilidad se dio en la playa sin limpieza en invierno y primavera, así como una variación más acusada entre primavera y verano. La playa con limpieza presenta el mismo patrón, pero no muestra variaciones tan acusadas ni tanta heterogeneidad (Fig. 4).

El LMM mostró dependencia temporal, por lo que se aplicó la estructura AR1 y posteriormente se realizó el test de ANOVA con transformación logarítmica, siendo los resultados significativos (P<0.05) entre la interacción playa-época y dentro de cada factor.

#### DISCUSIÓN

# Modelización 3D para playas arenosas con arribazones

La instrumentación LIDAR ha permitido generar un MDT de referencia para playas arenosas con presencia de arribazones. Los resultados han mostrado la dinámica estacional de cualquier playa arenosa (Mir-Gual, 2009), desde las ganancias y pérdidas de sedimento y su balance neto a lo largo de un año. Si bien la metodología empleada ha respondido satisfactoriamente al objetivo de este trabajo, se debe tener en cuenta las particularidades de cada playa a la hora de plantear futuros modelos con presencia de arribazones. Para dichos modelos, se deben introducir los factores físicos y estacionales que controlan el flujo de formación entre la barra sumergida y la berma y la formación de los arribazones.

Abundancia total en cada época del año



FIGURA 4. Gráficos de barras con desviación estándar, con el promedio de la abundancia total de individuos para cada playa en cada época del año.

#### Registro de fauna: implicaciones ambientales

Los arribazones aportan nutrientes a las playas y suponen un hábitat a las especies litorales, contribuyendo a que se estructuren gradualmente (Mateo et al., 2003). Dicho fenómeno se ha manifestado en este trabajo, donde a lo largo de un año, la playa sin limpieza obtuvo significativamente mayor abundancia de individuos, frente a aquella en la que sí hubo limpieza. En paralelo a la estacionalidad de las playas, los individuos han presentado un gradiente temporal significativo, siendo mayor su abundancia en la época en la que la cantidad de arribazones es mayor, y disminuyendo a lo largo del año de la misma manera que la presencia de los arribazones decrece. Se sugiere generar futuros estudios más robustos para discriminar el efecto espacio-temporal y el efecto de los arribazones frente al fenómeno de limpieza.

#### **CONCLUSIONES**

La estacionalidad de las playas de arena en conjunto con los arribazones, ha quedado de manifiesto bajo los dos puntos de vista de este trabajo. Gracias a la creación de MDT, ha sido posible observar el régimen energético de la playa arenosa, ya no solo desde la ganancia y pérdida de sedimento, sino desde el factor presencia/ausencia de arribazón, puesto que la dispersión de éste en el entorno arenoso es un indicativo del régimen energético y estacional al que se ven sometidas las playas. Ligado a dicha estacionalidad, la abundancia de organismos ha indicado un claro patrón de distribución temporal, siendo máxima cuando la presencia de arribazones alcanza sus mayores dimensiones, en el período invernal, y mínima cuando éstos tienen su menor representatividad.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigaciones emergentes de la Universidad de Alicante (GRE14-05), en colaboración con el CIMAR (Centro de Investigación Marina) y el ayuntamiento de Santa Pola. Se agradece la ayuda de A. Izquierdo, E. Rubio, C. M. Cantarino, V. Fernández y F. J. Gomariz.

- Argüello-Scotti, A., Zapata, L., Isla, M.F., Scivetti, N. y Sosa, N. (2016): Flujo de trabajo para la generación de modelos de afloramiento por fotogrametría: aplicaciones en sedimentología. VII CLS – VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Libro de Resúmenes.
- Cayuela, L. (2014): Actividades de investigación y docencia. (http://luiscayuela.blogspot.mx) (consultada el 23 de mayo de 2016).
- Deidun, A., Saliba, S. and Schembri, P.J. (2011): Quantitative assessment and physical characterization of *Posidonia oceanica* wrack beached along the Maltese coastline. *Biología Marina Mediterránea*, 18(1): 307-308.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Álvarez-Ellacuría, A., Terrado, J. and Tintoré, J. (2013): *Posidonia* oceanica beach-cast litter in Mediterranean beaches: a coastal videomonitoring study. *Journal* of Coastal Research, Special Issue, 65 (2): 1768-1773.
- Lague, D., Broud, N. and Leroux, J.J. (2013). Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (NZ). *ISPRS Journal of Photogrammetry Remote Sensing*, 82: 10-26.
- Mateo, M.A., Sánchez-Lizaso, J.L and Romero, J. (2003): Posidonia oceanica 'banquettes': a preliminary assessment of the relevance for meadow carbon and nutrients budget. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 56 (1): 85-90.
- Mir-Gual, M. (2009): Modificaciones del perfil de las playas en las islas Baleares (Playas de Can Picafort y Es Comú de Muro). *Investigaciones Geográficas*, 50: 191-207.
- Tomás, R., Riquelme, A., Abellán, A. y Jordá, L. (2016): Structure from Motion (SfM): una técnica fotogramétrica de bajo coste para la caracterización y monitoreo de macizos rocosos. 10 Simposio Nacional Ingeniería Geotécnica. La Coruña, 1: 19-21.

## Caracterización energética de playas aplicada a la gestión. Desarrollo de un Índice de Exposición.

Beach energy characterization applied to management. Development of an Exposure Index.

#### L. González Ramírez<sup>1</sup> y R. Blanco-Chao<sup>2</sup>

1 Dpto. de Geografía, Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela (España) laugon91@gmail.com 2 Dpto. de Geografía, Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela (España) ramon.blanco@usc.es

**Resumen:** Como parte del desarrollo de una metodología de clasificación de playas orientada a la gestión, que relacione los factores físicos con los sociales y económicos, se ha definido un Índice de Exposición cuyo objetivo es obtener una caracterización energética de las playas que permita a los gestores comprender su morfodinámica, los cambios estacionales de las mismas y su evolución natural. El Índice de Exposición (Ie) se basa en el análisis del *fetch*, y la sectorización de las playas a través de técnicas cartográficas vectoriales y análisis GIS. El método se ha comparado para su validación con los resultados de software existente, y sobre todo con la obtención de parámetros morfodinámicos clásicos (Surf Scaling Parameter, Irribaren number, Parámetro de Dean), obtenidos mediante la topografía con GPS RTK y la caracterización sedimentaria de dos playas del litoral gallego.

Palabras clave: playas, gestión, caracterización energética, morfodinámica, exposición.

**Abstract:** We developed an Exposure Index for beach energetic characterization. The Index permits to beach managers to understand beach morphodynamic, seasonal changes and natural evolution. Exposure Index (Ie) is based on fetch analysis and beach sectorization through vector mapping techniques and GIS analysis. The method has been tested with existent software and morphodinamic parameters (Surf Scaling Parameter, Irribaren number, Dean Parameter), obtained through topography with RTK GPS and sediment analysis of two Galician beaches.

Key words: beaches, management, energetic characterization, morphodynamic, exposure.

#### INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene por objetivo el desarrollo de un Índice de Exposición (IE) basado en el fetch mediante técnicas cartográficas vectoriales, en el marco más amplio de definición de un método de clasificación de playas. El objetivo del Ie es establecer una caracterización energética de los sistemas de playa de una forma rápida y sencilla y con alta resolución, sin necesidad de un elevado volumen de datos y sin tener que recurrir al uso de parámetros morfodinámicos. Si bien este índice no pretende ser un substituto a los parámetros morfodinámicos existentes, si pretende, previa validación con dichos parámetros, proporcionar de una forma simple un acercamiento a la caracterización energética de las playas.

En la actualidad existen pocos estudios sobre el grado de exposición costera basados en el fetch. Entre éstos destaca el Wind Fetch and Wave Model (Wind Fetch Model) desarrollado por el USGS (Rohweder et al., 2012) y basado en herramientas para ArcGIS, así como la aplicación de software libre Wave Exposure Model (WEMo) desarrollada por la NOAA (Malhotra y Fonseca 2007).

El IE se contrasta para su validación con los resultados de ambas aplicaciones, así como con los parámetros morfodinámicos más habituales: Surf Scaling Parameter, Irribaren number, y Parámetro de Dean.

El estudio se lleva a cabo en dos playas del litoral gallego pertenecientes a la ría de Muros y Noia, costa atlántica de Galicia. San Francisco, municipio de Muros, en la margen norte de la ría y Sieira, Porto do Son, en la margen sur (Fig. 1). Sieira se encuadra en un tramo costero expuesto al oleaje de fondo y de viento de componentes dominantes del NO, ONO y O. Por otro lado, San Francisco representaría un tipo de playa menos expuesta, por su posición de abrigo en la ría en relación al oleaje del O y NO, siendo más afectada por el oleaje procedente del S y SO.

#### MATERIAL Y MÉTODOS

#### Índice de Exposición, Wind Fetch Model y WEMo

Los datos de oleaje empleados para los tres métodos son comunes y han sido extraídos de las series de datos SIMAR 1043071 (Sieira) y 1043070 (San Francisco). El software GIS empleado ha sido ArcGIS 10.3.



FIGURA 1. Localización del área de estudio

Índice de exposición: Partiendo de la línea de costa definida en la cartografía BTN25 del IGN, se realiza una sectorización de cada playa en tramos rectos en base a su forma en planta. A continuación se traza una recta perpendicular a cada sector partiendo del punto medio y prolongándola hasta su intersección con la línea de costa más cercana. Para cada recta se calculó la orientación y su longitud, entendiendo ésta como el fetch y asignando un valor ilimitado en caso de no existir ningún obstáculo. A partir de los datos de oleaje se calcula la frecuencia de cada una de las componentes de oleaje en intervalos de 22.5°.

Una vez obtenidos los datos se aplicó el IE, definido como:

### $I_e = \Delta \alpha_i f \alpha_i$

donde  $\Delta \alpha i$  es la desviación de la orientación de cada tramo de la playa respecto a cada una de las componentes de oleaje, y f $\alpha i$  es la frecuencia de cada componente de oleaje. Si bien el índice está diseñado para determinar un grado de exposición medio de cada playa, en este trabajo solamente se aplicó a las componentes de oleaje O y NO para Sieira y S y SO para San Francisco, las de mayor frecuencia de estos tramos costeros. Los resultados se expresan en una escala maximizada a 1 para los tramos con fetch ilimitado y máxima exposición a una componente.

Wind Fetch Model (USGS): aunque la aplicación consta de dos herramientas Fetch Model y Wave Model, en este trabajo solamente se ha ejecutado la primera, Fetch Model. Los datos necesarios son un archivo ráster binario en el que el continente posee un valor de 1 y el mar un valor de 0, y un archivo de texto que contenga la dirección y frecuencia de las componentes de oleaje. La herramienta extrae un archivo ráster para cada componente con la distancia en metros del fetch calculado.

WEMo es una aplicación que funciona implementada en ArcGIS 9.3, ya que actualmente no existe una actualización para versiones superiores. Consta de dos métodos de cálculo: Relative Exposure Index (REI) y Representative Wave Energy (RWE), siendo éste último el utilizado en este trabajo. Los datos necesarios son: dirección y velocidad de viento, batimetría, un polígono vectorial que represente la superficie de mar que se desea analizar y una malla de puntos en la línea de costa. A partir de dichos datos la herramienta genera los valores de energía de oleaje sobre la malla de puntos en J/m.

#### Parámetros morfodinámicos

Para el cálculo de los índices morfodinámicos se realizó una campaña topográfica mediante GPS RTK y de muestreo sedimentario, el 29 (San Francisco) y 30 (Sieira) de noviembre de 2016. En los 10 días previos se produjo la llegada de un temporal con Hs de 5.3m que posteriormente descendió hasta Hs de 1.5m. La componente de oleaje en aguas abiertas se mantuvo esencialmente del NO, entre 290° y 330°. Las playas se dividieron en 4 perfiles con 5 muestras de sedimento en cada uno. Para cada uno de los perfiles se calcularon los índices morfodinámicos más utilizados: Coeficiente de Surf de Batjes (٤) (Batjes, 1974), Surf Scaling Parameter (ɛ) (Guza e Inman, 1975) y el Parámetro adimensional de Dean ( $\Omega$ ) (Dean, 1973). Los índices se calcularon para la altura de ola y periodos correspondientes a los percentiles 50 (H50) y 90 (H90) (Tabla I). La altura de ola en rompiente se calculó a partir de la fórmula de Komar y Gaughan (1973).

	tan β	D (mm)	H <sub>50</sub> (m)	T5 <sub>0</sub> (m)	H <sub>90</sub> (seg)	T <sub>90</sub> (seg)
S.Francisco-PA	0.081	0.370	1.7	10	3.6	12
S.Francisco-PB	0.074	0.257				
S.Francisco-PC	0.085	0.238				
S.Francisco-PD	0.079	0.221				
Sieira-PA	0.123	0.598				
Sieira-PB	0.129	0.528	1.7	10	3.7	12
Sieira-PC	0.125	0.505				
Sieira-PD	0.066	0.475				

TABLA I. Parámetros utilizados en los índices morfodinámicos.

#### RESULTADOS

En cuanto a San Francisco, los resultados del IE, Wind Fetch Model y WEMo coinciden para las dos componentes analizadas. Para la componente 225º (Fig. 2) los resultados muestran un gradiente energético muy marcado de este a oeste, con una zona de sombra en la zona oeste de la playa y la mayor exposición hacia la parte este. En cuanto a la componente 247.5° (Fig. 3) se mantiene la tendencia del gradiente energético oesteeste pero con valores de energía menores. A diferencia de Wind Fetch Model, el modelo de WEMo considera la batimetría, por lo que es capaz de identificar una reducción de la energía en el sector oriental debido a la presencia de bajos rocosos. Por otro lado Sieira nos muestra unos resultados en la componente 315º de un gradiente energético norte-sur muy marcado en los tres métodos (Fig. 4). Se aprecia una clara zona de sombra en la zona norte de la playa y una zona muy expuesta en la parte sur.



FIGURA 2. Resultados San Francisco componente 225°



FIGURA 3. Resultados San Francisco componente 247.5°.

En la componente 270° (Fig. 5) los resultados evidencian una distribución de la energía y la exposición más uniforme a lo largo de la playa, debido a la orientación general de la playa. Se identifica una pequeña zona de sombra en la parte norte, una exposición un poco más marcada en la parte central de la playa y una distribución de la energía en los valores WEMo muy similar en todos los puntos.

En cuanto a los resultados de los parámetros morfodinámicos, tanto Sieira como San Francisco pueden considerarse como playas intermedias dentro del espectro de estados morfodinámicos, con perfiles disipativos en marea baja y reflectivos en marea alta (Fig. 6).

En Sieira, la playa presenta un perfil más ancho que San Francisco, con una berma bien definida y la presencia de barras en las cotas mareales inferiores. La pendiente del *beachface* se mantiene constante a lo largo de casi toda la playa excepto en el perfil más al norte asociado a la desembocadura fluvial.

Tanto para  $H_{50}$  como  $H_{90}$  los parámetros  $\xi$  y  $\epsilon$  muestran una tendencia a rompientes en derrame entre



FIGURA 4. Resultados Sieira componente 315°.



FIGURA 5. Resultados Sieira componente 270°.

los perfiles B y C, así como la presencia de una zona de sombra al sur.

El tamaño de grano muestra un incremento de norte a sur, con valores del parámetro  $\Omega$  indicando una transición a perfiles más disipativos hacia el norte, aunque tanto para H<sub>50</sub> como H<sub>90</sub> se mantienen en la categoría de playas intermedias. La pendiente de la playa de San Francisco es mucho más uniforme, con valores de  $\xi$  y  $\varepsilon$  constantes, aunque con variaciones a causa de la presencia de bajos rocosos y una desembocadura fluvial en la mitad oriental. El tamaño de grano muestra un claro gradiente incrementándose hacia el oeste, mientras que el parámetro  $\Omega$  presenta un gradiente hacia perfiles más disipativos hacia el este para H<sub>50</sub>, y totalmente disipativos para H<sub>90</sub>.

El análisis conjunto de los datos del IE, Wind Fetch Model, WEMo y los parámetros morfodinámicos muestra una buena correlación de los datos. En Sieira los parámetros  $\xi$  y  $\varepsilon$  constatan la mayor energía de la playa en la parte central y el tamaño de grano en los valores  $\Omega$  evidencia el gradiente energético norte-sur comentado anteriormente. En San Francisco ocurre lo mismo, con valores de  $\Omega$  que marcan el gradiente oeste-este.



FIGURA 6. Resultados de los Índices Morfodinámicos para H<sub>50</sub>

#### **DISCUSION Y CONCLUSIONES**

Los resultados extraídos de todos los métodos empleados constatan la validez del Índice de Exposición propuesto. Es importante considerar que los parámetros morfodinámicos basados en la pendiente de la playa como Surf Scaling o el Coeficiente de Surf de Batjes resultan útiles en la caracterización de los estados morfodinámicos de una playa especialmente en los extremos de un continuo reflectivo-disipativo, pero son menos efectivos en playas intermedias con amplio rango mareal como las aquí analizadas (Anthony, 1998). A ello se añade que las variaciones en el perfil por causa de la presencia de desembocaduras fluviales o bajos rocosos introducen factores que modulan de forma importante la respuesta morfodinámica de la playa (Jackson et al., 2005; Masselink y Pattiaratchi, 2001). El tamaño de grano del sedimento y los índices derivados como el parámetro de Dean, sin embargo, resultan más eficaces para la identificación de gradientes energéticos que concuerda con los resultados extraídos del Índice de Exposición, Wind Fetch Model (USGS) y WEMo.

Aunque los resultados extraídos del Wind Fetch Model y WEMo son satisfactorios, hay que señalar que se trata de software diseñado para espacios costeros cerrados con *fetch* muy limitados, lo cual ha obligado a realizar los cálculos cerrando la superficie correspondiente al mar con una franja de tierra en el límite occidental y suroccidental de los ráster.

En este sentido el Índice de Exposición permite obtener unos resultados con una resolución mucho más

alta y con valores de *fetch* más realistas, permitiendo una caracterización energética de playas rápida y efectiva.

- Anthony, E. J. (1998): Sediment-wave parametric characterization of beaches. Journal of Coastal Research, 14: 347-352.
- Batjes, J.A., (1974): Surf similarity. Proceedings of the 14th International Conference of Coastal Engineering (American Society of Civil Engineers), pp. 466-480.
- Dean, R. G. (1973): Heuristic models of sand transport in the surf zone. In First Australian Conference on Coastal Engineering, 1973: Engineering Dynamics of the Coastal Zone (p. 215). Institution of Engineers, Australia.
- Guza, R. T., e Inman, D. L. (1975): Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80: 2997-3012.
- Jackson, D. W. T., Cooper, J. A. G., y Del Rio, L. (2005): Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*, 216: 297-314.
- Komar, P. D. y Gaughan, M. K. (1973): Airy wave theory and breaker height prediction. In Coastal Engineering 1972 pp. 405-418.
- Malhotra, A. y Fonseca, M.S. (2007): WEMo (Wave Exposure Model): Formulation, Procedures and Validation. NOAA 28pp. https://products.coastalscience.noaa.gov/wemo/\_ass ets/docs/NOS\_NCCOS\_65.pdf
- Masselink, G., y Pattiaratchi, C. B. (2001): Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. Marine Geology, 172: 243-263.
- Rohweder, J., Rogala, J.T., Johnson, B.L., Anderson, D., Clark, S., Chamberlin, F., Potter, D. y Runyon, K. (2012): Application of Wind Fetch and Wave Models Habitat for Rehabilitation and Enhancement Projects - 2012 Update. Contract report prepared for U.S. Army Corps of Engineers' River Mississippi Upper Restoration. Environmental Management Program. 52 pp. http://www.umesc.usgs.gov/management/dss/wind fetch wave/wind fetch wave 2012update/wind w ave 2012 update 070814.pdf

# Beach berms as an essential link between subaqueous and subaerial beach/dune profiles.

#### Bermas de playa: el nexo necesario entre perfiles acuáticos y aéreos de playa/duna.

#### Dano Roelvink<sup>1</sup> and Susana Costas<sup>2</sup>

1 Dept. Water Science and Engineering, IHE Delft Institute for Water Education, Delft, the Netherlands 2 CIMA, Universidade do Algarve, Faro, Portugal, scotero@ualg.pt

**Abstract:** Berms on beaches are important since they provide recreational space and accommodation space for dune growth. Process-based models have got better at simulating multi-month to multi-year longshore bar behaviour and at predicting dune erosion, but are having difficulties representing the profiles in the intertidal area and swash zone. This is particularly the case for relatively coarse-grained, open-ocean beaches with semi-reflective, steep profiles.

How to model realistic longer-term profile behaviour? Various authors have shown reasonable success in representing a balance of erosion and accretion processes over a period of some years, using XBeach; however, this balance is so far achieved in terms of general profile shape and volume changes. Details of beach berm growth, migration and destruction are important when connecting beach and dune processes; they are completely missed in presently available process-based models.

To achieve realistic swash profiles in short-wave averaged ('surfbeat') mode or wave-averaged ('stationary') mode, essential intra-wave swash processes that are missed must be replaced by much simpler, heuristic approaches such as nudging the swash beach slope to a prescribed inclination.

The latter approach appears very promising and we will show preliminary results for beaches at Praia de Faro, Portugal that have a profile behaviour quite similar to that from observations.

Key words: beach profile, berm, swash, XBeach.

**Resumen:** Las bermas de playa son elementos importantes ya que proporcionan espacio recreativo y espacio de alojamiento para el crecimiento de dunas. Los modelos basados en procesos han mejorado en la simulación del comportamiento de las barras longitudinales a escalas de varios meses a años y en la predicción de la erosión de dunas, pero tienen dificultades para representar los perfiles en la zona intermareal y la zona de swash. Este es el caso particular de las playas oceánicas de grano relativamente grueso con perfiles casi-reflectantes y con pendientes altas. ¿Cómo modelar el comportamiento realista de estos perfiles para escalas temporales largas? Varios autores han

accomo modelar el comportamiento realista de estos perfues para escalas temporales largas? Varios autores nan mostrado un éxito razonable en representar un balance de procesos de erosión y acreción durante un período de algunos años usando XBeach; sin embargo, este equilibrio se alcanza hasta ahora en términos de forma general de perfil y cambios de volumen. Los detalles del crecimiento, migración y destrucción de la berma de la playa son importantes porque conectan los procesos de playa y dunas, pero no están presentes en los modelos basados en procesos actualmente disponibles.

Para obtener perfiles intermareales realistas, los procesos de swash intra-onda que no están representados deben ser reemplazados por enfoques heurísticos mucho más sencillos, tales como el forzar pendientes de la playa (para la zona de swash o frente de playa) a una inclinación prescrita. Este enfoque parece muy prometedor; mostraremos resultados preliminares para las playas de Praia de Faro, Portugal.

Palabras clave: perfil de playa, berma, swash, XBeach.

#### INTRODUCTION

Berms on beaches are important since they provide recreational space and accommodation space for dune growth. On dissipative beaches with relatively fine sediment, the slope of the intertidal beach is usually mild (in the order of 1:30) and wave processes are dominated by short wave skewness and asymmetry, return flow and infragravity waves, which can all be simulated to a reasonable extent, albeit with some calibration, by wave-group resolving models such as XBeach. However, on the more coarse-grained, semireflective beaches, such as are found on many Atlantic coasts, intertidal beach slopes are much steeper, and very different processes take place in the swash zone. The balance of which leads to very stable intertidal beach profiles with slopes of 1:6 to 1:10. Such processes are:

- Collapsing breakers with an associated steep step in the profile, which accompanies the water line as it moves up and down with the tide;
- Strong horizontal sorting, varying within the tidal cycle, with very coarse material at the step;
- Strong effect of in- and exfiltration
- Highly irregular wave runup with very turbulent, sand-filled bores shooting up the profile;
- Strong but much less turbulent backwash.

• Frequent occurrence of cusps, rhythmic patterns with alongshore wavelengths in the order of 30 m.

The representation of all these effects in a numerical model is an ongoing challenge, which is being pursued using the nonhydrostatic, wave-resolving mode of XBeach, in a way similar to the treatment of gravel beaches, for which a successful approach has been developed called XBeach-G (McCall et al., 2015). However, the particular behaviour of these semi-reflective beaches requires a number of sub-models to be developed and tuned, and a resolution in space and time that makes such an approach unfeasible for longer timescales.

Here, we choose a different approach, where the incident-band swash processes are treated as a moving boundary problem and the profile, in a tightly defined part of the swash zone, is teased towards the observed intertidal beach slope.

#### **OBSERVED PROFILE BEHAVIOUR**

On many Atlantic beaches, for example those at Praia de Faro, southern coast of Portugal, the slope of the intertidal beach is quite steep and surprisingly stable, even though considerable changes take place within the tidal cycle, both in terms of morphology (e.g. a steep step moving through the profile following the water line) and sediment composition. This stable slope is illustrated by data collected during the CROP project in 2001-2003 (Almeida et al., 2010); Figure 1 shows a sample of profile surveys over a two-year period exhibiting a remarkably consistent intertidal beach slope.



FIGURE 1. Successive observed profiles at Praia de Faro, Portugal, over a two-year period, collected as part of the CROP Project (Almeida et al., 2010)

#### **MODEL DESCRIPTION**

The model applied is the standard 'surfbeat'-mode of XBeach (Roelvink et al., 2009). The model has since been extended with formulations representing short wave skewness and asymmetry, which create onshore sediment transport components that can lead to a balanced overall profile behaviour over longer timescales. For reflecting the observed behaviour of the intertidal beach we choose a heuristic approach: we add a transport term which is proportional to the difference between the actual slope and a prescribed 'bermslope'. The coefficient of this term is set to 10 times the usual bed slope term and leads to a strong local onshore transport when the actual slope is less than the 'bermslope'.This term is only applied in a narrow region where the wave height/water depth ratio H/h>1. This is illustrated in Figure 2, where we can see for typical storm conditions that the region concerned varies with the tide level and is approx.. 10-20 m wide.,



FIGURE 2. Simulated ratio of wave height/water depth ratio H/h through four tidal cycles; the darkest red indicates where H/h>1, the area where the bermslope effect is applied.

#### RESULTS

In Figure 3 we show the simulated profile evolution starting from a typical profile at Praia de Faro, for a range of wave heights (bottom panel) and wave periods (top panel), over 4 tidal periods, without the 'bermslope' effect. Clearly, there is a, excessive erosion for all wave conditions, which cannot easily be calibrated away by e.g. increasing the skewness or asymmetry factors, and the resulting intertidal beach slope is far too mild.



FIGURE 3. Simulated profile evolution over 4 tidal periods; top panel: sensitivity to Hm0 wave height, for period Tp = 10 s.. Bottom panel: sensitivity to wave period Tp, for wave height Hm0 = 3 m. No bermslope effect.



FIGURE 4. Simulated profile evolution over 4 tidal periods; top panel: sensitivity to Hm0 wave height, for period Tp = 10 s.. Bottom panel: sensitivity to wave period Tp, for wave height Hm0 = 3 m. Bermslope 0.10.

The same simulations were repeated (Figure 4) with the 'bermslope' set to 1:10. As we can see, the erosion reduces and the resulting slope increases, but not as much as the observed profiles suggest.

Finally, in Figure 5, we applied a 'bermslope' of 0.2; this has a spectacular effect on the profile evolution: apparently, just stabilising the narrow area around the waterline substantially stabilizes the entire profile. Especially for very high periods, we see a behaviour often noticed on these beaches, that sand is moved both offshore, to the subtidal area, and onshore, building a storm berm, while maintaining an approximately constant intertidal beach slope.

#### **INCLUDING A LONGSHORE GRADIENT**

In order to test that this new boundary condition does not unduly fixate the beach profile, we added a longshore transport gradient to the simulation, by imposing an incident wave direction of 20 deg. With respect to the shore normal, and including a term in the bed update equation equal to the longshore transport times a factor 'lsgrad'. If this factor is positive, a positive longshore transport gradient leads to erosion, a



FIGURE 5. Simulated profile evolution over 4 tidal periods; top panel: sensitivity to Hm0 wave height, for period Tp = 10 s.. Bottom panel: sensitivity to wave period Tp, for wave height Hm0 = 3 m. Bermslope 0.20.



FIGURE 6. Simulated profile evolution over 4 tidal periods; sensitivity to wave period Tp, for wave height Hm0 = 3 m. Bermslope 0.2. Top panel: lsgrad=+1/500m; bottom panel: lsgrad=-1/500m.

negative factor to accretion. The distribution of this erosion or accretion is proportional to the longshore transport itself. In Figure 6 we compare the effects of a positive and a negative transport gradient for different wave periods. The original profile evolution was mildly erosive for these conditions; in the case of a positive gradient we see a much stronger overall erosion, which is stopped or even reversed for longer periods, when we apply a negative transport gradient.

#### EXAMPLE APPLICATION

In Figure 7 we show an example application of the model to the same profile over a 2-year period, where also the dune profile is intermittently updated with an aeolian module as described in Roelvink and Costas (2015). Contrary to earlier efforts, the profile evolution remains realistic over longer time periods.

#### CONCLUSION

This simple adaptation of the shoreline boundary condition leads to a much more realistic longer-term profile behaviour, which opens up possibilities for application of a coupled subaqueous-subaerial model approach over decadal timescales.

#### REFERENCES

- Almeida, L.P., Ferreira, Ó. and Pacheco, A. (2010): Thresholds for morphological changes on an exposed sandy beach as a function of wave height. Earth Surface Processes and Land Forms.
- McCall, R.T., Masselink, G., Poate, T.G., Roelvink, J.A., Almeida, L.P. (2015). Modelling the morphodynamics of gravel beaches during storms with XBeach-G. Coastal Engineering.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R., Lescinski, J. (2009) Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. Coastal Engineering, Volume 56, Issues 11-12, November-December 2009, Pages 1133-1152
- Roelvink, D. and Costas, S. (2015). Making and breaking the sediment record-characterising effects

of tsunamis, storms and average conditions on dune erosion and recovery: a forward modelling

exploration. EGU General Assembly Conference Abstracts 17, 5204



FIGURE 7. Example application of coupled XBeach-Dune model over a period of 2 years. Top left: successive simulated profiles; top right: resulting stratigraphy, where the colors indicate the age of the deposits, from oldest (dark blue) to latest (dark red). Bottom panels indicate the wave and wind conditions.

### Procesos de acumulación y erosión en playas mixtas en relación con el oleaje.

#### Accumulation and erosion processes in mixed beaches in relation to waves.

#### M. Casamayor<sup>1</sup>, I. Alonso<sup>1</sup>, M.J. Sánchez<sup>1</sup>, I. Montoya-Montes<sup>1</sup> y S. Rodríguez<sup>1</sup>

l Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus de Tafira, 35017-Las Palmas; marionacasamayor@gmail.com

**Resumen:** Las playas mixtas, de cantos y arenas, presentan patrones estacionales muy diferenciados. Por este motivo, el presente trabajo trata de determinar los patrones estacionales de la playa mixta de San Felipe (Gran Canaria) mediante el cálculo de volúmenes y su relación con el oleaje desde septiembre de 2013 hasta marzo de 2015. La cuantificación del volumen se llevó a cabo mediante la comparación de 12 perfiles en los MDE obtenidos a partir de levantamientos topográficos. Los perfiles muestran claramente un punto de inflexión entre verano e invierno, lo que permite diferenciar una zona superior (compuesta por cantos durante todo el año) y otra inferior (arena y cantos en función de la estación). Los volúmenes se calcularon por separado para ambas zonas a lo largo del tiempo. Los resultados muestran que los cambios volumétricos en la zona superior son claramente menores que en la inferior, y que además presentan un patrón opuesto: mientras en la superior se observa acumulación en los inviernos y erosión en la época estival, la inferior muestra una intensa erosión a principio del invierno y una prolongada acumulación desde mayo a septiembre.

Palabras clave: playas mixtas, patrones estacionales, perfiles, cambios volumétricos, San Felipe.

Abstract: Mixed beaches have highly differentiated seasonal patterns. For this reason, the present study tries to determine seasonal patterns of San Felipe beach (Gran Canaria) by calculating volumes and its relationship with the waves from September 2013 to March 2015. San Felipe is a mixed beach. The quantification of the volume was carried out by comparing 12 profiles in the DEM obtained from surveys with a total station. The profiles clearly show a point of inflection between summer and winter, which allows defining an upper zone (composed by pebbles throughout the year) and a lower one (sand and pebbles depending on the season). Volumes were calculated separately for both zones during the study period. The results reflect that volumetric changes in the upper zone are certainly smaller than in the lower zones, and also present the opposite pattern: while in the upper there is accumulation in winters and erosion in summer. The lower zone shows an intensive erosion at the beginning of winter and a prolonged accumulation from May to September.

Key words: mixed beaches, seasonal patterns, profiles, volumetric changes, San Felipe.

#### INTRODUCCIÓN

Los perfiles de playa son una herramienta para entender y cuantificar los procesos que tienen lugar en la zona costera (Sorensen, 1997). La respuesta de los perfiles depende fundamentalmente del clima marítimo aunque también está influenciada por otros factores como la configuración inicial de la playa, anchura y elevación, o distribución del tamaño de grano (Caldwell y Williams, 1986).

En el transcurso de los años, varios autores han tratado de clasificar las playas en función de las características de sus perfiles (Caldwell y Williams, 1986; Orford, 1986; Jennings y Shulmeister, 2002). En la literatura se establece que existen dos tipos de perfiles, los de verano y los de invierno (Powell, 1990; Sorensen, 1997; Allan y Hart, 2007). En playas mixtas ambos perfiles presentan diferencias estacionales muy marcadas determinadas por el clima marítimo (Allan y Hart, 2007). Durante la época estival, el perfil de playa está compuesto por dos partes morfológicamente distintas. La parte superior, formada principalmente por cantos, se caracteriza por poseer una gran pendiente que le confiere carácter reflectivo. Sin embargo, en la parte inferior, donde predomina la arena, la pendiente es mucho más suave y el perfil de playa se comporta de manera disipativa. Cuando tienen lugar los temporales en invierno la arena se erosiona causando que la pendiente aumente y todo el perfil sigue un patrón reflectivo (Jennings y Shulmeister, 2002).

A pesar de que el número de trabajos científicos sobre playas de cantos y mixtas ha aumentado considerablemente en los últimos 20 años, son escasos los centrados en el litoral canario. Por ello, el objetivo de este trabajo es determinar los patrones estacionales de la playa de San Felipe (Gran Canaria) mediante los cambios en los perfiles de playa y su relación con el oleaje.

#### **ÁREA DE ESTUDIO**

La playa de San Felipe está en la costa norte de la isla de Gran Canaria (Fig. 1). La zona de estudio tiene una longitud aproximada de 220 m y está constituida fundamentalmente por cantos de tipo fonolítico y basáltico con un tamaño medio de 64 mm. No obstante, durante los meses de verano se produce una entrada de arena considerable que cubre parte de los cantos de la zona intermareal, dando lugar a un importante aumento en la anchura de playa.



FIGURA 1. Localización del área de estudio en la costa norte de Gran Canaria y del punto SIMAR (4035011) del que se obtuvieron los datos del oleaje. Se indica la numeración de los distintos perfiles.

El litoral canario posee un régimen mesomareal, con un rango de marea de 2.95 m en mareas equinocciales. El oleaje presenta una clara estacionalidad entre las épocas de tormenta y los de calma, que se traduce en cambios en la altura, periodo y dirección de procedencia del oleaje. En invierno los valores medios de altura de ola significante son de 1,68 m y un periodo de pico de 11,41 s, mientras que en verano son de 1,37 m y 8,37 s respectivamente. Durante los periodos de calma el oleaje dominante procede del NNE, mientras que en invierno la procedencia varía desde NNE hasta NNO, pero los oleajes de mayor altura y periodo proceden del NNO (Fig. 2).

#### METODOLOGÍA

Se llevaron a cabo 18 campañas desde octubre de 2013 hasta marzo de 2015. La secuencia temporal entre las campañas dependió de las mareas y de la ocurrencia de eventos de tormenta. En ellas se medía la zona supramareal e intermareal, mientras que la extensión de la zona submareal variaba en función de las condiciones de oleaje y marea.

Los levantamientos topográficos se realizaron mediante una estación total (Leica TCR 307). A partir de los datos obtenidos se construyeron los modelos de elevaciones (MDE) con una resolución espacial de 0,1 m. La cuantificación de los cambios volumétricos se obtuvo a partir de la comparación de 12 perfiles, separados 20 m y con una longitud de 60 m, para cada una de las campañas con respecto a la anterior.



FIGURA 2. Rosas de dirección del oleaje con los valores de Hs (parte superior) y Tp (parte inferior).

El análisis del clima marítimo se realizó con los datos de un punto SIMAR (4035011) de Puertos del Estado (Fig. 1 y 2). A pesar de que se disponía de datos de la boya "Gran Canaria", estos fueron descartados porque durante el transcurso de este estudio la boya estuvo inoperativa durante grandes intervalos. A partir de los datos horarios de altura de ola significante (Hs) y periodo de pico (Tp) se calculó la energía del oleaje en aguas profundas (E) y los valores medios y máximos de cada uno de estos parámetros. Una vez obtenidas los datos volumétricos y los datos de oleaje se calcularon los coeficientes de correlación.

#### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La playa de San Felipe tiene un carácter estacional muy marcado que viene determinado por la entrada y salida de arena, que determina cambios muy significativos en los perfiles de playa entre verano e invierno (Fig. 3). Para tratar de diferenciar estos dos comportamientos se ha dividido la playa en dos zonas; superior e inferior. El límite entre ambas se ha obtenido a partir del cálculo del punto de corte medio de los 12 perfiles entre la campaña del 26/09/2014 (verano) y la del 06/02/2015 (invierno), que se ha establecido en 13,8 m.

En la Fig. 3 se puede observar el brusco cambio de pendiente que experimenta la playa a lo largo del año. Durante el invierno, coincidiendo con la época de temporales, la arena de la zona baja se erosiona y el fuerte oleaje empuja los cantos hacia la zona superior, creando una o varias bermas de tormenta. El efecto combinado de ambos procesos genera un aumento de la pendiente de la playa. Por el contrario, en las épocas de



FIGURA 3. Perfiles topográficos de la playa de San Felipe desde enero de 2014 hasta febrero 2015. Ambos perfiles coinciden en el punto de corte. La línea horizontal corresponde al nivel medio del mar en Las Palmas.

calma la situación se invierte, de modo que la zona superior se erosiona mientras que en la inferior hay una importante acumulación de sedimento, con lo que la pendiente disminuye.

Asimismo, los perfiles representados muestran diferencias significativas en el desarrollo del perfil, ya que en los perfiles de los extremos la zona supramareal apenas está desarrollada. En función de esta característica los perfiles se agrupan por sectores: perfiles 1-4 (oeste), 5-8 (centro) y 9-12 (este). Los perfiles del este son los menos desarrollados y solo en una de las campañas se pudo observar la formación de una berma. El escaso desarrollo se debe a la propia configuración de la playa, pues según Bertoni y Sarti (2011) cuando el perfil tiene una pared en el límite superior impidiendo su crecimiento hacia tierra, el sedimento se mueve hacia el mar como un proceso de reflexión.

Los 12 perfiles de cada campaña se compararon con los de la campaña anterior y se obtuvieron los cambios volumétricos a lo largo del periodo de estudio y para cada una de las dos zonas de cada perfil, por encima y por debajo del punto de corte. (Fig. 4). Los cambios de volumen que experimenta la zona superior de los perfiles a lo largo de un año y medio de mediciones son próximos a cero. No obstante, durante la época invernal cabe destacar tres eventos puntuales de acumulación de cantos. Aunque en todos ellos predomina el transporte transversal, también hay movimientos longitudinales importantes. Durante el primer pico correspondiente al periodo del 19/12/2013 al 14/01/2014, los perfiles del oeste se erosionan con un valor medio de 4 m<sup>3</sup>/m mientras que el resto de perfiles acumulan un promedio de 8 m<sup>3</sup>/m. Entre el 19/03/2014 y el 08/04/2014, los perfiles orientales poseen el doble de acumulación que los valores de erosión que tienen los centrales. Por el contrario, en el último evento de acumulación que se puede observar,



FIGURA 4. Diferencias de volúmenes de los 12 perfiles con respecto a la campaña anterior. La línea roja representa el valor medio de todos los perfiles y las líneas discontinuas corresponden al valor máximo y mínimo de diferencia de volumen entre cada campaña. Las líneas de colores representan los 12 perfiles por sectores, verde=oeste, naranja=centro y azul=este. (Nótese que las escalas verticales de la zona superior e inferior no son iguales.).

entre 11/11/2014 y el 19/12/2014, mayoritariamente todos los perfiles presentan valores positivos de diferencia de volumen. Por tanto, en los dos primeros picos la acumulación se explica por un movimiento mixto transversal y longitudinal, mientras que en el tercero únicamente se aprecia movimiento onshore.

En la zona inferior los cambios volumétricos son mucho más significativos. Durante el periodo de estudio se han registrado dos grandes procesos erosivos por transporte offshore en todos los perfiles coincidentes con los dos inviernos que tuvieron lugar: del 19/12/2013 al 14/01/2014 y el segundo periodo es del 11/11/2014 al 19/12/2014. Ambos casos coinciden con dos de los eventos acumulativos que experimenta la parte superior de la playa. La entrada de arena se produce de forma paulatina desde el 14/05/2014 hasta 26/09/2014 como consecuencia de un transporte neto onshore. No obstante, también hay movimientos longitudinales que están mayormente marcados por el patrón inverso entre los perfiles del sector oeste y los del resto de la playa.

Los resultados obtenidos en el análisis del oleaje frente a los cambios de volumen (valores medios para cada campaña) determinan que existe una correlación estadísticamente significativa entre ellos, a excepción de los valores medios de Tp cuya relación con las diferencias volumétricas de la zona superior se deben al azar (p-val>0,05).



FIGURA 5. Relación entre la altura de ola significante máxima (Hs max), periodo de pico medio (Tp med) y energía del oleaje máxima (E max) con los valores medios por campaña de los cambios volumétricos, tanto de la zona superior (azul) como la inferior (verde).

En estas correlaciones se evidencia un patrón muy marcado, de modo que cuanto mayor es la altura de ola, el periodo o la energía del oleaje la parte superior de la playa acumula sedimento mientras que la inferior se erosiona (Fig. 5). Esto coincide con lo expuesto por Buscombe y Masselink (2006), que determinaron que el transporte onshore tiene lugar durante las tormentas desplazando material hasta la parte alta del perfil de playa para la creación de las bermas de tormenta.

Este mismo análisis se hizo para los tres sectores (este, centro y oeste) en los que se dividió la playa, pero las correlaciones entre las variables del oleaje con los cambios volumétricos por sectores no muestran patrones de respuesta diferenciados. Por tanto, no se ha podido determinar con precisión cual es el factor responsable de que, durante el verano, los perfiles del sector oeste se comporten de modo opuesto al resto. Powell (1990) observó que aproximadamente 80% de los cambios volumétricos tenían lugar durante el primer 1/6 del total del tiempo de acción del oleaje. Sin embargo, el análisis con esa fracción de tiempo del oleaje y los cambios volumétricos en nuestra área de estudio muestran que los valores de correlación son inferiores a los obtenidos inicialmente con todo el conjunto de datos de oleaje.

#### CONCLUSIONES

Los cambios volumétricos y los perfiles de la playa de San Felipe presentan dos patrones claramente diferenciados, de verano y de invierno. Durante la época estival la altura, periodo y energía del oleaje son menores, generando un transporte onshore cuyo resultado es la acumulación del sedimento más fino en la zona inferior de la plava. Además, la berma de cantos de la zona superior se desmantela. Todo ello produce un cambio de pendiente, confiriendo un carácter disipativo a la playa. Por el contrario, durante el invierno tienen lugar varios eventos de tormenta generados por olas de mayor altura, periodos más largos y en definitiva mayor energía. La respuesta de la playa es distinta para las zonas inferior y superior: mientras en la franja inferior la arena se erosiona por transporte offshore, el fuerte oleaje en la zona de swash produce un movimiento onshore de los cantos que da lugar a la formación de una o varias bermas de tormenta, dependiendo de la configuración de la playa.

Las correlaciones realizadas entre las variables del oleaje y las diferencias de volumen permiten identificar cualitativamente los procesos dominantes en las zonas superior e inferior del perfil, pero los bajos valores de correlación obtenidos parecen indicar que hay otros procesos que también son en mayor o menor medida responsables de los cambios de volumen en la playa. Entre ellos cabría indicar la marea, las corrientes de retorno y la propia configuración de la playa.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado mientras M.C. era estudiante de doctorado en el Programa de doctorado en Oceanografía y Cambio Global del IOCAG. Los autores agradecen a Puertos del Estado la cesión de los datos de oleaje y al Dr. Gómez-Pujol los comentarios realizados.

- Allan, J.C. y Hart, R. (2007): Profile dynamics and particle tracer mobility of a cobble berm constructed on the Oregon coast. En: VI International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes. Comunicaciones: 1-14.
- Bertoni, D y Sarti, G. (2011): On the profile evolution of three artificial pebble beaches at Marina di Pisa, Italy. *Geomorphology*, 130: 244-254.
- Buscombe, D. y Masselink, G. (2006): Concepts in gravel beach dynamics. *Earth-Science Reviews*, 79: 33-52.
- Caldwell, N.E. y Williams, A.T. (1986): Spatial and seasonal pebble beach profile characteristics. *Geological Journal*, 21: 127-138.
- Jennings, R. y Shulmeister, J. (2002): A field based classification scheme for gravel beaches. *Marine Geology*, 186: 211-228.
- Orford, J.D. (1986): Discussion: Gravel Beach Profile Characterization and Discrimination. *Journal of Coastal Research*, 2: 205-210.
- Powell, K.A. (1990): Predicting short term profile response for shingle beaches. Hydraulics Research Limited, Wallingford.
- Sorensen, R.M. (1997): *Basic Coastal Engineering*. Springer, New York, 301 p

# Dinámica sedimentológica en playas mixtas: el ejemplo de Muiñelo (costa norte de Galicia)

Sedimentary dynamics in mixed beaches: the example of Muiñelo (North coast of Galicia)

#### A. Quelle-Losada<sup>1\*</sup>, R. Blanco-Chao<sup>1</sup>

1 Universidade de Santiago de Compostela. Praza da Universidade, 1 (15782). Departamento de Xeografía. \*Correspondencia a autor: <u>arturquelle@gmail.com</u>

**Resumen:** La playa de Muiñelo se sitúa en el sector NE de la Ría de Viveiro, en la costa cantábrica de Galicia. Se trata de una playa de carácter mixto, con arenas, gravas y cantos emplazada sobre una plataforma intermareal rocosa modelada sobre materiales graníticos. La playa se encuentra limitada en su parte interna por un pequeño acantilado en diques pegmatíticos fuertemente alterados. La playa se caracteriza por su exposición a un oleaje de alta energía de viento y de fondo de componente principalmente NO. Con el fin de monitorizar la dinámica sedimentaria del sistema se realizaron seis campañas de muestreo sedimentario con 32 muestras, así como la cartografía mediante GPS de la extensión del sedimento arenoso. Los resultados pusieron de manifiesto la existencia de procesos erosivos en los acantilados internos del sector sur, así como cambios en el perfil de playa caracterizados por una pérdida de sedimento arenoso en invierno y una progresiva recuperación estival con entrada de arenas por el sur.

Palabras clave: Galicia, playa mixta, transporte sedimentario.

**Abstract:** Muiñelo beach is located at the NE section of Ría de Viveiro, in the north coast of Galicia. It is a mixed beach composed by sand, gravels and pebbles resting on a granitic shore platform. At the back of the beach there is a low cliff on deep weathered pegmatitic dykes. The beach is exposed to high energy wind and swells waves arriving from the NW. With the purpose of monitoring the sedimentary dynamics of the system six field campaigns were done to collect sediment samples in 32 points, as well as a cartography using GPS of the total extent of the sand. Results showed the existence the presence of erosive processes in the south cliffs, and changes in the beach profiles characterized by a loss of sand in winter and a progressive input of sand at the south end during the summer. **Key words**: Galicia, mixed beach, sediment transport.

#### INTRODUCCIÓN

Las playas son unos de los sistemas costeros más frágiles que constantemente se modelan bajo la acción de las olas, el viento y las mareas. Son precisamente temporales, los procesos más energéticos los considerados aquellos con olas superiores a los 4m (Masselink y Pattiaratchi, 2001), los que presentan los cambios más bruscos para estos sistemas (Birkemeier, 1979). Estos temporales modifican el perfil de la playa de diversas maneras, movilizando sedimento de la duna y/o berma a cotas inferiores formando una amplia variedad tipológica (Wright y Short, 1984). Ciertos sistemas se encuentran controlados por factores litológicos que impiden que la playa pueda variar su perfil, forzándola a sufrir procesos erosivos con cierta frecuencia (Jackson y Cooper, 2009). Morton et al., (1995) defiende la idea de que los procesos erosivos que más afectan a las playas son aquellos que ocurren cuando varios temporales se enlazan y no discurre entre ellos el tiempo necesario para que el propio sistema recupere su estado de equilibrio anterior. Carter (1988) desarrolla la idea del periodo de retorno y el margen temporal necesario para la recuperación del equilibrio del sistema para el cual la altura significante del oleaje y el periodo de ola tienen un papel primordial (Komar, 1976). En pocket beaches localizadas sobre

El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar la dinámica erosiva y acreciativa de un sistema de playa mixta (arena-cantos-bloques) localizada sobre una plataforma rocosa rodeada por acantilados en

**OBJETIVOS Y ÁREA DE ESTUDIO** 

materia sedimentaria.

plataformas litorales, como el objeto de estudio en este trabajo, no existe posibilidad de migración por parte del sistema lo que lo fuerza a cambios drásticos en

playa mixta (arena-cantos-bloques) localizada sobre una plataforma rocosa rodeada por acantilados en prácticamente su totalidad así como la dinámica del sedimento con respecto al oleaje que recibe a lo largo de un año natural. El área de estudio se localiza en la margen este exterior de la Ría de Viveiro (NE de Galicia), expuesta al mar de fondo de componente noroeste. La playa mide 170m en su sección norte-sur y 80 m de oeste a este. Está dividida en dos sectores (norte y sur) por un afloramiento granítico que mide 45 m de largo y 7m de ancho con una orientación oeste-este. El acantilado varía en altura, siendo 0m en el extremo sureste (desembocadura de arroyo) hasta 8m en la parte norte de la playa. La geología de este área de la Ría se caracteriza por el dominio de pegmatitas con megacristales y granito alcalínico (Galán, 1982) mientras que la playa está asentada sobre un filón de hornblendita fuertemente meteorizada y de fácil erosión. El área de estudio cuenta con un clima marítimo caracterizado por una componente de oleaje del noroeste y oeste-noroeste que suman el 65% del total que llega a la costa impactando directamente en nuestra zona de estudio (Puertos del Estado, 2017) en un área fuertemente afectado por galernas.



FIGURA 1: La playa de Muiñelo y su localización.

#### METODOLOGÍA

Para el presente estudio se creó una malla de puntos de muestreo con un total de 32 puntos repartidos en 6 perfiles. Se realizaron seis campañas de campo cada dos meses empezando en diciembre de 2012 hasta octubre de 2013 en las cuales se tomó una muestra de sedimento arenoso en cada punto de muestreo de alrededor 100g y en aquellos puntos con clastos se midieron los tres ejes a un total de 20 clastos por punto. A mayores se mapeó con un GPS Mobile Mapper Magellan el límite de acumulación de sedimento arenoso. Una vez en el laboratorio, la arena se tamizó utilizando seis mallas de 2, 1, 0.5, 0.2, 0.1 y 0.063 mm y para aquellas muestras con presencia de gravas se añadieron 5 tamices más (25, 16, 10, 4 y 3.5 mm). Los resultados fueron introducidos en el software Gradistat (Blott y Pye, 2001) para el cálculo de la media y la clasificación en cada uno de los puntos. A mayores, se tomaron 25g de muestra de sedimento arenoso de cada punto que fueron atacados con ácido clorhídrico diluido al 10% para calcular la cantidad del material biogénico presente y los resultados fueron presentados en %. Los resultados fueron representados utilizando el software ArcGis 9.3.

Finalmente los resultados de las campañas de campo fueron comparados con los datos de oleaje facilitados por Puertos del Estado en el punto WANA 1049076 además de los datos del nivel mareal tomados por el mareógrafo de Gijón 2.

#### RESULTADOS

Las campañas de campo se organizaron en grupos estacionales:

#### a) Invierno (31/12/12 y 12/02/13)

Durante la primera campaña (31/12/12) el nivel de la marea era relativamente bajo (alrededor de 3m). El oleaje incidente era de media 4m con algún pico de 5m y una mínima de 1.5m. Previamente el 15/12/12 hubo un pico de olas de 5m con un nivel de marea relativamente alto que pudo haber influenciado la pérdida de sedimento en la playa. El 07/02/13 el nivel de marea era 4.25m y coincide con olas de más de 4m días después de un evento con olas de 6m. Esto provoca una migración de sedimento de las partes alta y media de la playa a cotas inferiores, reduciéndose la superficie arenosa a cotas inferiores en el sector sur de la playa. Se produce un retroceso de 40m en la extensión del sedimento y erosión en el acantilado sur. La playa mixta demuestra una pendiente en la parte alta de la playa con rompientes de olas en voluta, mientras que la parte inferior se caracteriza por rompientes en spilling (Wright y Short, 1984).

En diciembre la media de sedimento demuestra que el sedimento más fino es el que se encuentra en la parte baja de la playa, el más fácilmente desplazable con relativa poca energía. En la parte norte de la playa esta regla no se cumple, estando esta más protegida por los salientes y con lo cual funcionando de manera independiente con respecto al sistema. La componente biogénica es muy baja en el sector norte, mientras que en la arena del sector sur ocupa porcentajes que rondan el 50% del total. En febrero los temporales crean una división muy marcada entre el sedimento de la playa baja de carácter arenoso y los bloques de grandes dimensiones de la playa media, siendo los de menor tamaño transportados a la parte alta de la playa. La componente biogénica es notablemente menor, de entorno al 42%.

#### b) Primavera (14/04/13)

La tercera campaña es la única realizada en primavera. El 14 de abril las condiciones marítimas eran de mar de fondo con olas cercanas a los cuatro metros, comenzando en los días previos a la campaña de muestreo. A su vez, el estado de la mar coincidía con el nivel en su pico mínimo con 1.5m el día del muestreo. Este hecho es determinante para que la acreción que está experimentando la playa en este periodo se mantenga. En la gráfica se aprecia una transición desde los periodos de alta energía propios del invierno a periodos de baja intensidad cercanos a junio. Este permite que la playa comience a recuperar arena observándose la entrada de sedimento por el sur mientras los perfiles del sector norte reaccionan de manera independiente. La composición de la arena



FIGURA 2: Media del tamaño de sedimento en las campañas de muestreo en relación con periodo de ola, altura significante espectral de mar de viento y de fondo, nivel medio del mar y nivel medio de marea. Nótese que las líneas en la gráfica representan los días de muestreo.

cambia, viéndose ayudada por la entrada de aportes biogénicos por el sur donde la parte baja de la playa está compuesta en un 55% por estos.

#### c) Verano (16/06/13 y 21/08/13)

El verano se caracterizó por la relativa estabilidad del tiempo marítimo en el cual solo hubo un periodo de olas de más de 4m. Durante el resto de la estación solo 4 veces las olas alcanzaron un altura media de 2m. Es por tanto un periodo de baja energía caracterizado por una fuerte sedimentación. El nivel de la marea medio durante el muestreo de junio fue de 2m mientras que en agosto fue de 4m. A pesar de la marea tener cierta influencia sobre la morfología de la playa, la falta de oleaje supone que sea insignificante su impacto ininterrumpiendo la deposición de arena en el sistema. Se observa una especial acumulación en el sector norte, más retrasado con respecto al sector sur. En junio el sedimento más fino se encuentra solo en la parte sur de la playa, extendiéndose en su casi totalidad en el muestreo de agosto. El carbonato cálcico se acumula mayormente en la playa baja en junio, con valores de alrededor el 50% mientras que en agosto se produce una migración de esos porcentajes más altos al sector norte y a la zona de sombra del sector sur donde supera el 60%. En el extremo sur el porcentaje total es del 40%.

#### d) Otoño (20/10/13)

Para la estación de otoño se realizó un muestreo el 20 de octubre. Este periodo se caracteriza por condiciones de baja energía, nunca superando la altura significante de las olas los 3m. En el momento del muestreo el nivel del mar se situaba en un pico de 3.5m con unas condiciones de oleaje de fondo y de viento menores a los dos metros. Esto permite que la playa alcance su máxima extensión de sedimento arenoso, caracterizado por ser fino (0.2 mm de grosor) y bien clasificado. El porcentaje de carbonato cálcico supera el 60% en casi toda la playa excepto en el sur donde ronda el 45%. Este hecho se debe a que la composición morfológica de las conchas necesita de zonas de sombra poco energéticas para poder sedimentarse.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Los resultados muestran la evolución de la playa con respecto a los temporales. Debido a que se sitúa localizada sobre una plataforma litoral, la playa tiene poco margen de ajuste a periodos energético de oleaje, provocando transporte de sedimento de la parte central de la playa a cotas bajas. Esta parte central de la playa se caracteriza por estar conformada por grandes bloques sin apenas clastos de pequeño tamaño que se cubren durante periodos de sedimentación. La propia morfología interna de la playa caracterizada por afloramientos graníticos de oeste a esta crea una zona de sombra en la parte norte donde se deposita sedimento arenoso más tardíamente y que sirve de lugar de deposición de componentes biogénicos en periodos estables de baja intensidad. Se produce erosión en los acantilados sur, la zona más expuesta al mar de fondo y por la cual se produce el flujo de sedimento de entrada y salida del sistema.

Finalmente podemos concluir que es una playa muy energética, de carácter cíclico con cambios morfodinámicos en respuesta a la variabilidad en el grado de energía del oleaje incidente (véase Fig. 2 para evolución de la línea de máxima extensión de sedimento arenoso en las campañas de muestreo).

- Birkemeier, W.A., 1979. The effects of the 19 December 1977 coastal storm on beaches in North Carolina and New Jersey. *Shore and Beach*, 47, 7-15.
- Blott, S. y Pie, K. (2001): GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11): 1237-1248.
- Carter, R.W., 1988. Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural systems of Coastlines. Academic Press, 609 pp.
- Galán, G. (1982): Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita precoz de Viveiro (Lugo, NW español). *Trabajos de geología*. *Universidad de Oviedo* 12, 133-151.
- Jackson, D.W.T. y Cooper, JAG (2009): Geological control on Beach Form: Accommodation Space and Contemporary Dynamics. *Journal of Coastal Research*, 56: 69-72.
- Komar, P. (1976):. *Beach processes and sedimentation*. Prentice-Hall, New Jersey, 429 pp.
- Masselink, G. y Pattiaratchi, C. (2001): Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. Marine Geology 172, 243-263.
- Morton, R., Gibeaut, J. y Paine, J. (1995): 'Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement.', *Marine Geology*, 126: 161-179.
- Puertos del Estado (2017) Predicción de oleaje, nivel del mar ; Boyas y mareógrafos, Available at: http://www.puertos.es/oceanografia/Paginas/portus. aspx (Accessed: 1st February 2014).
- Wright, L.D. y Short, A.D., (1984): Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* 56 (1-4): 93-118.

### El impacto del estado de conservación de la *Posidonia oceanica* en la erosión costera: el caso de las playas de l'Almadrava y Amerador (El Campello, Alicante)

# Impact of Posidonia oceanica conservation on the coastal erosion: the case of Almadrava and Amerador beaches (El Campello, Alicante)

#### D. Ibarra Marinas<sup>1</sup>, F. Gomariz Castillo<sup>2</sup>, A. Triviño Pérez<sup>3</sup>, J. Martínez Vidal<sup>4</sup> y F. Belmonte Serrato<sup>5</sup>

1 Dpto. Geografía, Universidad de Murcia 30009 Murcia (Región de Murcia) adaniel.ibarra@um.es

2 Dpto. Geografía, Universidad de Murcia 30009 Murcia (Región de Murcia) fjgomariz@um.es

3 Instituto de Ecología Litoral, C/ Sta. Teresa, 50 03560 Campello, Alicante (Comunidad Valenciana) alejandro.trivino@ecologialitoral.com

4 Instituto de Ecología Litoral, C/ Sta. Teresa, 50 03560 Campello, Alicante (Comunidad Valenciana) j.martinez@ecologialitoral.com

5 Dpto. Geografía, Universidad de Murcia 30009 Murcia (Región de Murcia) franbel@um.es

**Resumen:** La *Posidonia oceanica* es una fanerógama marina endémica del Mediterráneo. Además de servir como un indicador ambiental, la *Posidonia oceanica* tiene un papel relevante en la dinámica litoral, mitigando los efectos erosivos de los temporales y aumentando la estabilidad de los sedimentos. La epibiota instalada en la hojas de *Posidonia oceanica*, aporta sedimentos a las playas a partir de los caparazones y conchas de carbonato cálcico de invertebrados y estructuras de sílice procedentes de algas epífitas. Por otro lado, las hojas transportadas playa adentro pueden actuar como cebadores para la formación de dunas. Debido a la presión antrópica que sufre la cuenca mediterránea, la degradación de las praderas es un hecho común que se acelera al empeorar las condiciones del agua debido al Cambio Climático. Localizadas en El Campello (Alicante), l'Almadrava y Amerador son dos playas contiguas, orientadas hacia el sureste y separadas por la Punta del Llop Mari. Mientras la pradera del Amerador apenas ha variado en las últimas décadas, gran parte de la pradera somera situada en l'Almadrava ha muerto, debido a la alteración en la dinámica sedimentaria por obras litorales y distintas actuaciones en la playa a lo largo de las últimas décadas. En este trabajo se ha comparado mediante análisis estadístico la variación de la línea de costa de ambas playas y la situación de acreción/erosión relacionada con la conservación de pradera. Los resultados muestran la importancia de este hábitat en los efectos erosivos de las playas mediterráneas.

Palabras clave: Erosión costera, Posidonia oceanica, Mar Mediterráneo, obras litorales.

Abstract: Posidonia oceanica is a marine phanerogama endemic to the Mediterranean Sea. In addition to serving as an environmental indicator, Posidonia oceanica plays an important role in coastal dynamics, mitigating the erosive effects of storms and increasing sediment stability. The epibiota installed in the leaves of Posidonia oceanica, provides sediments to the beaches from the shells and shells of calcium carbonate invertebrates and silica structures from epiphytic algae. On the other hand, the leaves transported in the beach can act as primers for the formation of dunes. Due to the anthropogenic pressure of the Mediterranean basin, the degradation of the prairies is a common fact that is accelerated by worsening water conditions due to Climate Change. Located in El Campello (Alicante), the Almadrava and Amerador are two contiguous beaches, oriented towards the southeast and separated by the Punta del Llop Mari. While the Amerador prairie has hardly changed in the last decades, much of the shallow prairie in l'Almadrava has died, due to the alteration in the sedimentary dynamics by littoral works and different performances on the beach along the last Decades. In this work, the coastline variation of both beaches and the accretion / erosion situation related to prairie conservation have been compared through statistical analysis. The results show the importance of this habitat in the erosive effects of the Mediterranean beaches.

Key words: Coastal erosion, Posidonia oceanica, Mediterranean Sea, marine works.

#### INTRODUCCIÓN

La *Posidonia oceanica* es una fanerógama marina endémica del Mar Mediterráneo que, en condiciones de aguas limpias, se sitúa en profundidades que van desde 0,5 m hasta los 30 m. El soporte que constituyen para la fauna marina y la gran capacidad de captura del CO<sup>2</sup> (Marbá et al., 2015) son algunas de las características ambientales que portan las praderas al medio. La *Posidonia oceanica* tiene además, un papel activo en la dinámica litoral (Tigny et al., 2007) debido a la protección que ofrece a la costa en periodos de temporal. Parte de las hojas que la planta pierde en otoño se acumulan en la playa, formando una berma vegetal (Roig i Munar, 2001), que reduce la energía del oleaje y aumenta la estabilidad los sedimentos de la playa (Gómez-Pujol et al., 2013). Las praderas retienen arena de los bancos sumergidos, impidiendo el transporte de sedimentos mar adentro (Hemminga y Nieuwenhuize, 1990). La acumulación de raíces y rizomas muertos en el lecho marino, da lugar a una estructura denominada matte que hacen que el oleaje rompa más lejos de la costa, disminuyen la profundidad. Por otro lado, las hojas transportadas playa adentro pueden actuar como cebadores (Rodríguez Perea et al., 2000) para la formación de dunas. Por otro lado, la protección de la línea de costa se ve favorecida por la atenuación del hidrodinamismo.

Las praderas de *Posidonia oceanica* constituyen el hábitat 1120\* *Posidonion Oceanicae*, prioritario según el Anexo I de la Directiva de Hábitats. Actividades como la pesca de arrastre, los vertidos, los anclajes de las embarcaciones, las extracciones de arena y las obras litorales, degradan con facilidad las praderas

#### ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio (Fig. 1) consta de dos playas del municipio de El Campello (Alicante): L'Almadrava y Amerador. El área posee plataforma relativamente amplia, si se compara con la batimetría de la provincia de Alicante y en ella predominan sustratos arenosos entre los que destacan pequeñas islas con fondos rocosos (Ruiz et al., 2015). Las direcciones medias anuales del *swell* proceden en su principalmente del este y el umbral de la altura de ola significante para definición de temporal de 1 m.

Ambas playas se encuentran orientadas hacia el sureste y separadas por la Punta del Llop Mari. La costa está caracterizada por la presencia de acantilados originados por plegamientos subbeticos. L'Almadrava es una playa urbana compuesta por grava fina ( $D_{50} = 2,15$  mm), localizada cerca del yacimiento arqueológico de la Illeta dels Banyets. La playa del Amerador, es una playa semiurbana formada también por sedimentos gruesos ( $D_{50} = 3,57$  mm), situada al norte de la Punta del Llop.

La pradera de *Posidonia oceanica* localizada frente a la playa del Amerador (Fig. 2) apenas ha variado en las últimas décadas. Sin embargo, la alteración en la dinámica sedimentaria ocasionada por las obras litorales próximas al puerto y sucesivas actuaciones en la playa de L'Almadrava a lo largo de las últimas décadas, han reducido el área ocupada por la pradera, hasta prácticamente su desaparición.

Existen precedentes de la desaparición de la *Posidonia oceanica* en El Campello. La granja marina instalada en el municipio en 1997 provocó la desaparición de la pradera de la pradera situada bajo sus instalaciones (Frederiksen et al., 2007). Entre 1989 y 2014, 1997 y 2003 son los años con los temporales más significativos (Tros-de-Ilarduya Fernández, 2013).

#### METODOLOGÍA

El uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) permite el estudio de procesos espaciales terrestres y marinos. Su uso resulta prácticamente indispensable en las ciencias de carácter espacial, debido a la facilidad para geoprocesar de forma sencilla grandes cantidades de datos. Para la digitalización y el manejo de la información espacial se ha empleado el software libre QGIS, a partir del cual se han obtenido la superficie de las playas de L'Almadrava y Amerador para los años 1989 y 2014 a partir de fotografías aéreas. A partir del plugin *Station Lines*, se han generado transectos equidistantes entre sí (5 m), que representan la anchura de diferentes puntos de las playas en cada fecha.



FIGURA 1. Localización de las Playas del Amerador y L'Almadraba. Imagen del satélite Sentinel-2.



FIGURA 2. Posidonia oceanica, Amerador, El Campello

El tratamiento estadístico de los datos se ha llevado a cabo con el *software* R, mediante el cual se ha realizado el análisis de la varianza (ANOVA) que ha permitido la relación entre la variación de la línea de costa con la degradación de la *Posidonia oceanica*.

#### RESULTADOS

Los datos recogidos a partir de las inmersiones realizadas por el Instituto de Ecología Litoral a partir de los años 80, muestran el deterioro de la superficie de pradera de *Posidonia oceanica* en la playa de L'Almadrava (Fig. 3) que comienza a ser evidente en la segunda mitad de la década de 1990. El estado de conservación de la pradera en la playa de Amerador se ha mantenido hasta 2014.



FIGURA 3. Playa de L'Almadrava

El análisis de los transectos de las playas de Amerador, situada en el norte del área de estudio muestra una situación erosiva leve entre los años 1989 y 2014. La pérdida media de anchura de playa es de 1,22 m con una tasa media de 0,28 m de pérdida anual. El retranqueo de la playa de L'Almadrava es mayor. Este sector ha sufrido un retranqueo de 6,99 m con una tasa interanual de 0,28 m/año.

Para llevar a cabo el análisis estadístico ha sido necesario la corrección de la heterocedasticidad de los datos. Los resultados obtenidos (TABLA I) expresan la existencia de la relación entre la ausencia de *Posidonia* y la erosión costera en ambas playas (R- cuadrado = 0,41), representada por la evolución de los transectos.

#### Degradación de la pradera en L'Almadrava

Las obras paralizadas de un pequeño puerto el norte de la playa de L'Almadrava (Fig. 4), podrían tener relación con la degradación de la pradera de *Posidonia oceanica* en la playa de L'Almadrava. Estás obras se sitúan al norte de de la playa, junto al Cabo de Llop Mari. La creación de este puerto supone el dragado de un área de abrigo que ha podido cambiar las condiciones de turbidez del agua, afectando a la *Posidonia*.

Por otro lado, en 2005 la playa recibió el vertido de sedimentos procedentes del dragado del Puerto de El Campello, situado al sur, que pudieron degradar la pradera.



FIGURA 4. Playa de L'Almadrava.

Valor p	Coeficiente	Desv. Típica	Estadístico t	Valor p
const	-6.99418	0.465595	-15.02	9.37e-034 ***
Posidonia	5.77573	0.508931	11.35	6.08e-023 ***

TABLA I. Anova con corrección de heterocedasticidad

Además de la degradación de la *Posidonia*, existen otras actuaciones que pueden explicar la regresión de la playa de L'Amadrava, durante la acción de los temporales sufridos en el periodo de estudio. Como el sellado de las ramblas que aportan sedimentos a la playa, debido al aumento de la superficie urbana en las últimas décadas.

#### CONCLUSIONES

La fragilidad y las dificultades de recolonización de la *Posidonia oceanica* hacen indispensable el uso de medidas de protección ante cualquier tipo de actuación en las costas mediterráneas.

El modelo estadístico empleado muestra que existe una relación entre la evolución de la línea de costa de las playas de Amerador y L'Almadrava, sin embargo sugiere que existen otras causas que pueden explicar los procesos erosivos de la playa de L'Almadrava.

- Frederiksen M. S., Holmer M., Díaz-Almela E., Marbà N. y Duarte C. M. (2007): Sulfide invasion in the seagrass *Posidonia oceanica* at Mediterranean fish farms: assessment using stable sulfur isotopes. *Marine Ecology Progress Series*, 345: 93–104.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Álvarez-Ellacuría, A., Terrados, J., Tintor, J. (2013): *Posidonia oceanica* beach-cast litter in Mediterranean beaches: a coastal videomonitoring study. *Journal of Coastal Research*, SI 65(2): 1768-1773.

- Hemminga, M.A. y Nieuwenhuize, J. (1990): Seagrass Wrack-induced Dune formation on a tropical coast. Estuarine. *Coastal and shelf Science*, 31: 499-502.
- Marbá, N., Arias-Ortiz, A., Masqué, P., Kendrick, G.A., Mazarrasa, I., Bastyan, G.R., Garcia-Orellana, J. y Duarte, C. M. (2015): Impact of seagrass loss and subsequent revegetation on carbon sequestration and stocks. *Journal of Ecology*, 103: 296–302.
- Roig i Munar F.X. (2001): El conocimiento de la *Posidonia oceanica* y sus funciones ecológicas como herramienta de gestión litoral. la realización de encuestas a los usuarios de playas y calas de la isla de Menoría. *Papeles de Geografía*, 34: 271-280.
- Rodríguez-Perea, A., Servera, J., y Martín-Prieto, J.A. (2000): Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial continuada, Informe Metadona. Collecció Pedagogia Ambiental no. 10. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca, 108 pp.
- Ruiz, J.M., Guillén, E., Ramos Segura A., y Otero, M.. (2015): Atlas de las praderas marinas de España. IEO/IEL/UICN, Murcia-Alicante-Málaga, 681 pp.
- Tigny, V., Ozer, A., De Falco, G., Baroli, M. y Djenidit, S. (2007): Relationship between the Evolution of the Shoreline and the *Posidonia* oceanica Meadow Limit in a Sardinian Coastal Zone. Journal of Coastal Research, 23(3): 787-793.
- Tros-de-Ilarduya Fernández, M. (2013): Temporales marítimos y borrascas atlánticas en la provincia de Alicante: el caso de Benidorm. *Estudios Geográficos*, 274: 287-310.

### Análisis de las playas alteradas por obras litorales en la Región de Murcia

#### Analysis of beaches altered by coastal works in the Region of Murcia

#### D. Ibarra Marinas<sup>1</sup>, F. Gomariz Castillo<sup>2</sup>, M. Romero López <sup>3</sup> T. Dawahidi<sup>4</sup> y F. Belmonte Serrato<sup>5</sup>

1 Dpto. Geografía, Universidad de Murcia 30009 Murcia (Región de Murcia) adaniel.ibarra@um.es

2 Dpto. Geografía, Universidad de Murcia 30009 Murcia (Región de Murcia) fjgomariz@um.es

3 Dpto. Geografía, Universidad de Murcia 30009 Murcia (Región de Murcia) t.dawahidi@um.es

4 Dpto. Geografía, Universidad de Murcia 30009 Murcia (Región de Murcia) mcromero@um.es

5 Dpto. Geografía, Universidad de Murcia 30009 Murcia (Región de Murcia) franbel@um.es

**Resumen:** Los espigones y puertos son estructuras que facilitan la discontinuidad de la costa. A partir de la década de 1960, se han construido más de 50 de estas infraestructuras en el Mediterráneo de la Región de Murcia y en la costa del Mar Menor, donde han facilitado la generación de playas artificiales. Estas obras han supuesto una redistribución de los sedimentos de las playas, afectando a gran parte del litoral regional. Este trabajo pretende analizar cómo han influido las estas barreras en la dinámica litoral, afectando al estado de las playas, dependiendo de sus variables espaciales. Para ello se ha realizado un análisis estadístico mediante el análisis de la varianza (ANOVA), a partir de los datos de la variación de la línea de costa, que ha sido digitalizada en diferentes fechas mediante herramientas SIG. Los resultados muestran importantes desequilibrios que dependen principalmente de la ubicación de las obras, que han afectado a la mayor parte de las antiguas células litorales.

Palabras clave: Erosión costera, mar Mediterráneo, obras litorales.

**Abstract**: jetties and ports are structures that facilitate the discontinuity of the coast. Since the 1960s, more than 50 of these infrastructures have been built in the Mediterranean of the Region of Murcia and on the coast of the Mar Menor, where they have facilitated the generation of artificial beaches. These works have meant a redistribution of the sediments of the beaches, affecting much of the regional coast. This paper aims to analyze how these barriers have influenced the coastal dynamics, affecting the state of the beaches, depending on their spatial variables. For this purpose, a statistical analysis was performed by analysis of variance (ANOVA), based on the data of the coastline variation, which has been digitized at different dates using GIS tools. The results show important imbalances that depend mainly on the location of the works, which have affected most of the old littoral cells.

Key words: Coastal erosion, Mediterranean Sea, marine works.

#### INTRODUCCIÓN

Cualquier modificación en el litoral supone una serie de cambios en la morfología costera al tratar de adaptase esta, a un equilibrio con las nuevas condiciones. Muchas acciones antrópicas suponen una degradación de la costa (Roig-Munar et al., 2013). Por otra parte, la ocupación de la franja litoral se ha visto sujeta a usos contrapuestos y la fragilidad de las zonas costeras no permite enfocar sus actividades hacia su rendimiento económico, sin antes tener presente su condición de espacio dinámico, cambiante y vulnerable (Mir Gual et al., 2013).

Existen diferentes maneras de clasificar las obras litorales atendiendo a la localización pueden ser interiores y exteriores. La misión de las obras exteriores es mantener o modificar la línea de costa. Las obras de protección del litoral, son de carácter exterior y su principal objetivo es la defensa de la línea de costa. Dentro de este subgrupo se encuentran por un lado las infraestructuras que facilitan la discontinuidad de la línea de costa, orientadas de forma perpendicular a la costa (puertos y espigones), y los diques exentos, que se ubican paralelamente a esta. Los espigones son utilizados frecuentemente en las desembocaduras como soporte entre la diferencia batimétrica entre el perfil de la playa y el canal, lo que puede ocasionar cambios en las comunidades bentónicas (Hernández-Vega et al., 2003).

El aumento de la importancia del turismo en la costa levantina a partir de la década de 1980, aument la construcción de obras litorales en la Región de Murcia. En el Mar Menor se instalaron espigones con el objetivo de estabilizar nuevas playas artificiales mientras que en el Mediterráneo aumentó considerablemente el número de puertos deportivos.

Este trabajo trata de analizar el impacto de las obras litorales exteriores en las playas de arena de la Región de Murcia, mediante el análisis de variables espaciales.

#### ÁREA DE ESTUDIO

La Región de Murcia se encuentra al sureste de la Península Ibérica, formando parte de la costa mediterránea. El litoral se extiende desde el Mojón en el noroeste, límite con la provincia de Alicante, hasta Punta Parda en el suroeste, límite con la provincia de Almería, presentando 315 km de costa, de los que más de un tercio corresponden a playas de arena (Ibarra Marinas et al., 2015). El Clima Marítimo, el oleaje predominantemente, es de tipo levante (sectores NE, ENE, E y ESE), destacando también el de tipo leveche (sector S a SW). La altura de ola significante para definición de temporal es de 1 m.

Desde el punto de vista geomorfológico, en el litoral murciano se pueden diferenciar dos grandes sectores. Al norte de el Cabo de Palos y hasta el límite Septentrional, con orientación N-S, el sector está constituido por el sistema isla barrera-lagoon de La Manga del Mar Menor, caracterizado por la presencia de playas arenosas continuas y anchas, así como el complejo dunar del Parque Regional de las Salinas y Arenales de San Pedro del Pinatar (Bardají et al., 2011). La Manga del Mar Menor se presenta como un depósito somero arenoso formado por el transporte litoral, sobre un sustrato rocoso (Lillo Carpio, 1978).

El sector meridional, se caracteriza por la presencia de cuencas de ramblas litorales (Fig. 1), que alcanzan mayor extensión desde Punta Parda hasta Cabo Tiñoso, con directriz NE-SO, presenta playas extensas y abiertas al oleaje de levante. Entre Cabo Tiñoso y Cabo de Palos, con directriz E-O, se caracteriza por una alternancia de sistemas de rambla-delta y calas, separadas por acantilados.

A pesar del aumento del turismo a partir de la década de 1980, la Región de Murcia conserva áreas exentas de contrucciones urbanas, aunque en algunos casos, como en el norte la costa del Parque Regional de las Salinas de San Pedro del Pinatar, se ha producido el impacto del efecto sombra provocado por las obras litorales.

#### METODOLOGÍA

Para la realización de este trabajo se ha llevado a cabo la digitalización, mediante el software libre QGIS de las obras litorales de la Región de Murcia. Posteriormente se han seleccionado y digitalizado las playas afectadas por obras litorales apartir de las fotografías aéreas de 1956, 1981 y 2014.

Las playas obtenidas han sido clasificadas atendiendo al efecto de las infraestructuras sobre la dinámica litoral, obteniendo por un lado las playas afectadas por el efecto sombra y las que han encontrado estabilidad en las obras litorales. Además del cálculo de las áreas, se han obtenido los transectos que determinan la anchura de la playa cada 25 m. Este proceso se ha llevado a cabo a partir del módulo Station Lines de QGIS. Los resultados obtenidos han sido tratados estadísticamente mediante el software R, a partir del cual se ha realizado el análisis de la varianza (ANOVA) con corrección de heterocedasticidad. La variable respuesta ha sido la evolución de la línea de costa a partir de la construcción de cada obra y la variable de tratamiento el efecto positivo o negativo que ha supuesto sobre las playas afectadas.



FIGURA 1. Litoral de la Región de Murcia. Cuencas y municipios.

#### RESULTADOS

#### Mar Menor

La mayor parte de los espigones del litoral de la Región de Murcia se encuentran en el Mar Menor. En el periodo 1956-2013 los espigones de la laguna litoral, pasaron de 17 a 56. El efecto de los espigones en la costa del Mar Menor ha sido acumular la sedimentación beneficiando a las playas artificiales urbanas previstas para el turismo. La longitud del total de las obras en 1956 era de 989 m que pasaron a 1.507 m en 2013, aumentando la longitud media de la obra en 36 m. De los 10 puertos existentes en el Mar Menor (Fig. 2) tan solo dos cuentan con pantalanes que permitan el paso de sedimentos, el resto poseen diques de escollera que suponen un desequilibrio en la dinámica litoral de la laguna. A pesar de las obras litorales, la mayor parte de las playas del Mar Menor ha aumentado su superficie mediante regeneraciones, sin embargo la construcción de espigones ha provocado el retranqueo de la línea de costa en algunas de las playas descartadas, principalmente localizadas fuera de las áreas urbanas.

#### Mediterráneo

Entre las playas más afectadas por el efecto sombra de las obras litorales en el Mediterráneo, se encuentran las playas de La Llana, situadas al sur del Puerto de San Pedro del Pinatar (Fig. 3), y las playas de Galua y Cañada del Negro, situadas al oeste de las infraestructuras del Puerto de Juan Montiel (Águilas). Las playas de La Llana han sufrido una pérdida de superficie de -117.797 m<sup>2</sup>, (Ibarra Marinas et al., 2016) con pérdidas de hasta 100 m de anchura de playa, desde la construcción del puerto de San Pedro del Pinatar en el año 1900. La playa de la Cañada del Negro, en el municipio de Águilas, se encuentra en una situación erosiva desde 1956 que implica una pérdida de 8.936 m<sup>2</sup> en el periodo 1956-1981, lo que supone la mitad de su superficie inicial. El retranqueo se debe a la construcción de los espigones situados en la

desembocadura de la rambla del Cañarete, que además perdió parte de la capacidad de aporte de sedimentos, debido a los cambios antrópicos que experimentó su cuenca. Estas obras y sucesivas regeneraciones, dan estabilidad a la playa de la Casica Verde, que ha aumentado su superfície en 602 m<sup>2</sup>, pero han ocasionado la pérdida de la forma inicial de la playa.



FIGURA 2. Infraestructuras y figuras de protección del Mar Menor

#### Análisis de la varianza

El análisis de la varianza (Tabla I) muestra la acreción de las playas situadas a barlomar de las obras litorales, con las pérdidas ocasionadas por el efecto sombra. Sin embargo, los estadísticos obtenidos ( $R^2=0,25$ ) muestran que existen otras variables a tener en cuenta, como son los cambios producidos en la cobertura de las ramblas litorales que alimentan las playas, la degradación de las dunas en el caso de las playas de La Llana y las regeneraciones que han favorecido las playas urbanas.



FIGURA 3. Evolución de las playas de la Llana.



FIGURA 4. Playa de la Casica Verde.

#### CONCLUSIONES

El mar Menor ha sido el área donde las obras litorales han experimentado mayor crecimiento. Las obras realizadas en la laguna, realizadas principalmente a partir de la década de 1980, están orientadas a dotar de estabilidad a nuevas playas artificiales. Los espigones y la construcción de puertos deportivos con escolleras, además de suponer un desequilibrio en la dinámica litoral, impiden la renovación del agua.

Las obras realizadas en el Mediterráneo de la Región de Murcia han tenido menor repercusión en la erosión de las playas, aunque cabe destacar los espigones de la rambla del Cañarete y los efectos del Puerto de San Pedro del Pinatar en las playas de La Llana.

Valor p	Coeficiente	Desv. Típica	Estadístico t	Valor p
const	-15.9517	3.03144	-5.262	3.25e-07 ***
Impacto	6.34791	0.711316	8.924	1.42e-016 ***

TABLA I. Anova con corrección de heterocedasticidad

Hay que destacar la importancia de estudios locales a la hora de plantear problemas y soluciones, cada tramo de costa está afectado por problemas diferentes

Los resultados estadísticos ponen de manifiesto la importancia de estudios locales a la hora de analizar las consecuencias de las obras sobre el litoral, debido a los problemas concretos que afectan a cada tramo de costa.

- Hernández-Vega, S., Junoy, J. y Castellanos, C. (2003): Cambios bentónicos en la ría de Foz (Lugo) (noroeste de España) tras la construcción de un espigón. Boletín Instituto Español de Oceanografía, 19(1): 205-218.
- Ibarra Marinas, A.D., Belmonte Serrato, F. y Ballesteros Pelegrín, G. (2016): La erosión costera de la Manga del Mar Menor (Región de Murcia) a partir de la segunda mitad del siglo XX. En: Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro (J.J. Durán Valsero, M. Montes Santiago, A. Robador Moreno y Á. Salazar Rincón, eds.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 499-505.
- Lillo Carpio, M. J. (1978): Geomorfología litoral del Mar Menor. Papeles del Departamento de Geografía, 8: 9-48.
- Mir-Gual, M., Pons, G.X., Angel Martín-Prieto, J., Roig-Munar, F.X. y Rodríguez-Perea, A. (2013): Geomorphological and ecological features of blowouts in a western Mediterranean coastal dune complex: a case study of the Es Comú de Muro beach-dune system on the island of Mallorca, Spain. *Geo-Marine Letters*, 33: 129-141.
- Roig-Munar F.X., Martín-Prieto, J.A., Rodríguez-Perea, A., Pons, G.X., Gelabert, B. y Mir-Gual M. (2013): Beaches of Ibiza and Formentera (Balearic Islands): a classification based on their environmental features, tourism use and management. *Journal of Coastal Research*, 65: 1850-1855.

# Sediment budget on an urban beach under different erosion protection structures (La Barceloneta).

# Balance sedimentario en una playa urbana bajo diferentes medidas de protección contra la erosión (La Barceloneta).

#### A. Mollier<sup>1,2</sup>, R. Durán<sup>2</sup>, G. Simarro<sup>2</sup> and J. Guillén<sup>2</sup>

1 Department of Geology, Faculty of Science and Technology, University of La Rochelle 23, Avenue Albert Einstein, 17000, La Rochelle (France). anais.mollier@orange.fr

2 Department of Marine Geosciences, Instituto de Ciencias del Mar, CSIC. Paseo Marítimo de La Barceloneta, 37-49. 08003, Barcelona (Spain). rduran@icm.csic.es, simarro@icm.csic.es, jorge@icm.csic.es

The city of Barcelona (NW Mediterranean) suffered a significant transformation of the sea front because of the Olympic Games held in 1992. La Barceloneta beach, located between the Barcelona Commercial Harbour and the Olympic Marina, used to be the largest beach of the city. In this beach, several sand nourishments have taken place since 1991, and a detached breakwater and associated tombolo were built in 2006-2007, dividing the beach in two sections. The aim of this study is to quantify and compare the morphological changes of this beach before and after the detached breakwater construction. Using orthophotos, bathymetric and topographic data covering the period 2003-2017, the morphological changes are analysed, including variations in the emerged beach area, volume and shoreline displacement. Results reveal important erosion before the breakwater, particularly in the northern section of the beach. The negative sediment budget was partially balanced with new nourishments that led to a strong accretion of the beach for a short time-scale. The detached breakwater and associated tombolo contribute to reduce beach mobility and losses of sediment of the beach system, but the sediment budget is still negative in the medium-long term due to the (almost) absence of new natural sedimentary inputs.

Keywords: Topography, Bathymetry, Volumes, Nourishment, Shoreline positions

El frente litoral de la ciudad de Barcelona (NO Mediterráneo) sufrió una notable transformación con motivo de los Juegos Olímpicos celebrados en 1992. La playa de La Barceloneta, localizada entre el Puerto Comercial de Barcelona y el Port Olímpic, fue una de las zonas afectadas por esta remodelación y donde han tenido lugar varias regeneraciones artificiales de arena desde el año 1991. Más recientemente, la construcción de un dique exento (y su tómbolo asociado) en 2006-2007 dividió la playa en dos secciones. El objetivo de este estudio es cuantificar y comparar los cambios morfológicos de esta playa antes y después de la construcción del dique exento. A partir del análisis de ortofotos, datos batimétricos y topográficos que abarcan el período 2003-2017, se determinan los principales cambios morfológicos en la playa, tales como el desplazamiento de la línea de costa y las variaciones en el área y volumen de la playa. Los resultados revelan una erosión importante antes de la construcción del dique exento, así como una intensificación de la erosión inmediatamente después de la construcción del dique, en particular en la sección norte de la playa. Este balance sedimentario negativo fue parcialmente contrarrestado con nuevas aportaciones artificiales de arena que condujeron a una fuerte acreción de la playa durante un corto período de tiempo. Sin embargo, a pesar de estas medidas de protección, a medio-largo plazo sigue existiendo un balance sedimentario negativo debido a la práctica ausencia de aportaciones naturales de sedimento.

Palabras clave: Topografía, Batimetría, Volumen, Regeneración artificial, Posición de la línea de costa.

#### INTRODUCTION

The Catalan coast is about 700 km long and includes a large variety of coast types such as cliffs, large bays, embayed and long straight beaches and deltas (Mendoza and Jimenez, 2006). Embayed beaches differ from long sandy beaches in their constrained alongshore sediment transport, which varies according to the beach boundaries. Artificial embayed beaches are enclosed by artificial structures such as harbors or other structures aimed at stabilizing coastlines threatened with erosion. The Barcelona coast (NW Mediterranean) is a micro-tidal zone (the range is below 20 cm) in which the waves are the main stirring mechanism controlling coastal evolution (Ojeda and Guillén, 2008). It is characterized by a mean significant wave height (Hs) of 0.74 m (from 2003 to 2017). For the period 1984 to 2004 the maximum Hs was 4.61 m and the maximum wave height 7.80 m (Gómez et al., 2005). The most energetic storms approach from the east, and have a typical duration of a few days.

The city of Barcelona suffered a significant transformation of the sea front because of the Olympic

Games held in 1992. La Barceloneta beach, bounded by the Barcelona Commercial Harbour in the south and the Somorrostro double dike in the north, is the largest beach of the city. It is 1400 m long and 40-90 wide (CIIR, 2010) (Fig. 1). The median grain size of the sand ranges between 0.27 and 0.88 mm (CIIR, 2010).

La Barceloneta beach has a long history of human interventions. Between 1992 and 2004, La Barceloneta beach displayed an erosional trend (Ojeda and Guillén 2008), which was temporarily alleviated by sporadic nourishment. To further constrain erosion, a detached breakwater and associated tombolo were built in 2006-2007 dividing the beach in two sections: La Barceloneta to the north and Sant Miquel and Sant Sebastià to the south. Sancho-García et al. (2013) analyzed the impact on the shoreline of the detached breakwater construction based on video extracted shorelines from 2001 to 2011 and the hydrodynamic modeling of characteristic wave-current situations. Results showed that the new configuration limited alongshore transport and beach rotation processes, but erosion processes were unsolved (Sancho-García et al., 2013).



FIGURE 1. Location map and orthophoto of La Barceloneta (NW Mediterranean). Yellow line indicates the study area.

The aim of this study is to extend the previous work by Sancho-García et al. (2013) including additional dataset of shorelines, orthophotos, topographic and bathymetric data covering the period 2003-2017 in order to quantify and compare the morphological beach response of La Barceloneta beach before and after the construction of the detached breakwater and associated tombolo.

#### DATA AND METHODS

The morphological changes of the beach have been analyzed, including shoreline net displacements and variations in the emerged and submerged beach area and sediment volume using orthophotos, bathymetric and topographic data.

The shorelines were manually extracted from the orthophotos provided by the "Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (the Cartographic and Geological Institute of Catalonia, ICGC) during the period 1990-2016 using ArcGIS 10.3 software. The shoreline position is defined as the boundary between wet sand and dry sand. The Digital Shoreline Analysis System (DSAS; Thieler et al., 2009) was then applied, with shore-normal transects spaced at 10 m alongshore intervals. Linear Regression Rates (LRR, in meters per year) were calculated to represent the trend of shoreline changes. LRR is the slope of the least-squares regression line to all shoreline points for each transects.

Topography surveys were carried out each year from 2003 to 2017 using a Leica GPS 1200 (GNSS RTK). In addition, LIDAR data were obtained by l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya in 2008 and 2009 using a Leica ALS50-II airborne laser scanning. Bathymetric data were collected using a single beam for the first surveys (2003-2010) and a Sonarmite HPR OHMEX multibeam echosounder for the most recent surveys (2011-2017). Ground points (x-, y-, and z-data points) derived from these data were gridded to generated Digital Elevation Models (DEMs). Area and volume at successive surveys were calculated above and below an imaginary plane slicing the DEM maps at 0 m.

#### RESULTS

Shoreline displacements during the study period reveal important differences before and after the breakwater construction (Fig. 2). Between 1990 and 2006, LRR showed a mean value of -1.9 m/year along the beach with the exception of the southernmost sector where LRR is positive (+4.2 m/year) (Fig. 2a). Conversely, after the breakwater construction (2008-2017), this trend changed significantly showing important variations along the beach. LRR is negative in the northernmost and southernmost sectors of the beach (maximum of -2.3 m/year), but it is positive (maximum of + 5.2 m/year) in the middle sector of the beach, corresponding to the tombolo and the surrounding area (Fig. 2b).

In general, variations in the shoreline position are well correlated with the changes observed on the emerged beach volume (Fig. 3). Advances/retreat in the shoreline position correspond with increases (e.g. January 2007 or March 2012) and decreases (e.g. May 2009) in the emerged beach volume.

Emerged beach volume fluctuates between 130,000 m<sup>3</sup> in November 2003 and 220,000 m<sup>3</sup> in October 2010, with other local maxima in January 2007 and March 2012 and minima in March 2005 and May 2009 Table 1, (Fig. 3b). Submerged beach volume varies between 710,000 m<sup>3</sup> in November 2006 and 810,000 m<sup>3</sup> in June 2007 (Table 1, Fig. 3c). In September 2013 and October 2014, the submerged beach volume is below

Data survey	Emerged area (m <sup>2</sup> )	Emerged volume (m <sup>3</sup> )	Submerged volume (m <sup>3</sup> )	Total volume (m <sup>3</sup> )
Oct. 2003	72 461	136 445	761 966	898 411
Nov. 2003	68 370	130 779	774 296	905 076
Mar.2005	54 581	147 676	-	-
Oct. 2005	-	-	735 600	-
Apr. 2006	67 321	167 239	-	-
Nov. 2006	-	-	710 611	-
Jan. 2007	81 966	183 121	712 802	895 923
Jun. 2007	-	-	811 056	-
Nov. 2008	74 622	165 818	-	-
May. 2009	61 647	144 637	-	-
Oct. 2010	82 167	215 499	-	-
Jul. 2011	80 226	196 306	764 343	960 649
Mar. 2012	91 036	206 638	796 528	1 003 166
Sep. 2013	82 985	172 569	708 445ª	881 014
Oct. 2014	84 331	168 780	700 647 <sup>a</sup>	869 427
May. 2015	71 074	171 879	778 559	950 439
May. 2017	71 057	170 546	796 983	967 529

<sup>a</sup> Submerged beach volumes in Sep. 2013 and Oct. 2014 are underestimated because of the survey coverage.

 TABLE I. Volume and area changes in the Barceloneta beach (2003-2017). The total area including the emerged and submerged sectors is consistent for all surveys (314 023 m<sup>2</sup>).



FIGURE 2. Linear Regression Rate (LRR): (a) Before the breakwater construction (1990-2006), and (b) after the breakwater construction (2008-2017).

this minimum due to an incomplete survey coverage that results in an underestimation of the submerged volume. The behaviour of the submerged part of the beach differs from the emerged beach or even shows an opposite trend, as observed in the period 2004-2006.

#### DISCUSSION AND CONCLUSION

Variations in the shoreline position and the emerged beach volume are closely linked to the construction of the breakwater and repeated beach nourishments. Before the breakwater construction, the emerged sector of La Barceloneta displayed a homogeneous erosional trend along the whole beach, with the exception of the southernmost sector of the beach where the beach was accreting (Fig. 2). Losses of sediment were balanced with repeated beach nourishments carried out in July 2002, June 2004, March 2006 and June 2006 (Fig. 3). The construction of the submerged breakwater caused important changes in the shoreline response, as well as in the beach volume. Immediately after the construction, an intensification of the erosion occurred, with an important shoreline retreat in the northern part of the beach. This morphologic response has been explained by the change in the hydrodynamics and sedimentary processes of La Barceloneta (Sancho et al., 2013).



FIGURE 3. (a) Emerged beach area, (b) emerged volume and (c) submerged volume of La Barceloneta beach during the period 2003-2017. Local minima in the submerged beach volume in 2013 and 2014 are underestimated because of the survey coverage.

The breakwater construction caused a modification in the wave-induced current system that was transformed into a new and complex wave-induced current systems which have different characteristics at the two beach sections separated by the salient where opposing alongshore currents converge (Sancho et al., 2013).

To cope with erosion, new nourishments were carried out in June 2009 and June 2010 and a groin between the tombolo and the detached breakwater was built in 2011. As a result, an increase in the emerged beach volume occurred for a short time-scale (Fig. 3). Therefore, since 2008 when the detached breakwater was built and in spite of several nourishments, La Barceloneta beach shows shoreline retreat in the northern and southern sectors of the beach whereas the middle sector (tombolo and around it) is accretional (Fig. 2).

Finally, the morphological changes observed in La Barceloneta beach between 2003 and 2017 reveal a different behaviour between the emerged and submerged beach. Whereas changes in the emerged area are largely controlled by anthropic actuations, volumetric changes in the submerged area have a more difficult interpretation, since natural sediment dynamics such as nearshore bars or beach cusps can also play a significant role in the sediment budget.

#### AKNOWLEDGMENTS

This study is a contribution to the collaboration agreement between ICM-CSIC and "Parcs i Jardins de Barcelona" (Barcelona Municipality). We thank Puertos del Estado to providing data on wave climate as well as the Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya for orthophotos. We also thank Aleix Coral (Barcelona Regional) for providing some of the topobathymetric data used in this study.

#### REFERENCES

- CIIRC (2010): Llibre verd de l'Estat de la Zona Costanera a Catalunya. Departament Política Territorial i Obres Públiques, Barcelona.
- Gómez, J., Espino, M., Puigdefàbregas, J., Jerez, F. (2005): Xarxa d'Instrumentació Oceanogràfica i Meteorologica de la Generalitat de Catalunya (XIOM). Boies d'onatge dades obtingudes l'any 2004. Informe Técnico.
- Guillén, J., García-Olivares, A., Ojeda, E., Osorio, A., Chic, O., González, R. (2008): Long-Term Quantification of Beach Users Using Video Monitoring. J. Coastal Res., 24: 1612-1619.
- Mendoza, E.T. and Jiménez, J.A. (2006): Storminduced beach erosion potential on the Catalonian coast. J. Coastal Res., 48: 81-88.
- Ojeda, E. and Guillén, J. (2008): Shoreline dynamics and beach rotation of artificial embayed beach. *Mar. Geo.*, 253: 51-62.
- Sancho-García, A, Guillén, J. and Ojeda, E. (2013): Shoreline reshaping of an embayed beach during storms after protections works, *GeoMarine Letters*, Volume 33, Issue 2-3:159-172.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., and Ergul, A. (2009): The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0 – An ArcGIS extension for calculating shoreline change. U.S. Geological Survey, 1278.

## Sedimentología y cambios del nivel del mar en el islote Guidoiro Areoso, Ría de Arousa, NO de la Península Ibérica

### Sedimentology and sea level in the island Guidoiro Areoso, Ria de Arousa, NW of Iberian Peninsula

#### R. Blanco-Chao<sup>1</sup>, M. Costa-Casais<sup>1</sup>; T. Taboada-Rodriguez<sup>2</sup>, R. Tallón-Armada<sup>2</sup>

 Dpto. Geografía. Fac. Geografía e Historia. Universidade de Santiago de Compostela. Praza da Universidade, 1. 15782 Santiago, España. ramon.blanco@usc.es; manuela.costa@usc.es
 Dpto. Edafología y Química Agrícola. Fac. de Biología. Universidade de Santiago de Compostela. Rúa Lope Gómez de Marzoa, s/n.Campus Vida.15782 Santiago, España. teresa.taboada@usc.es; rebeca.tallon@usc.es

Resumen: Las campañas de intervención arqueológica llevadas a cabo en el año 2015 y los muestreos obtenidos en

**Resumen:** Las campanas de intervención arqueológica nevadas a cabo en el año 2013 y los indestreos obtenidos en otras formaciones sedimentarias del islote Guidoiro Areoso permiten establecer una secuencia evolutiva del islote para los últimos 6000 años BP. La secuencia analizada en el flanco occidental de la isla permite situar un periodo dominado por la acumulación de sedimentos procedentes del desmantelamiento de mantos de alteración entre hace  $5692 \pm 52$  y al menos  $4698\pm128$  años BP, sobre el que se emplaza un sedimento de características plenamente costeras correspondiente a un sistema de playa-duna. Si bien este nivel no ha podido ser datado, se obtuvo una columna en una formación situada actualmente entre -1 m y el nivel medio del mar actual, cuyas propiedades apuntan a un proceso rápido de sedimentación de tipo intermareal, y cuya formación se sitúa entre 3990-3695 años BP.

Palabras clave: Nivel del mar, secuencia sedimentaria, Galicia.

**Abstract:** The archaeological work conducted in 2015 and the sedimentary sampling in other sites of the island Guidoiro Areoso allow to identify an evolutive sequence for the last 6000 years BP. The sediments analyzed from the western flank show a period dominated by the deposition of sediments which source was the erosion of weathering layers around  $5692 \pm 52$  and  $4698 \pm 128$  years BP. Above this layer there is a sediment that corresponds to a beachdune system. Although this last layer was not dated, we obtained a sediment column ina formation that today is between -1 m and the present mean sea level. Its propoerties suggest a fast sedimentation in an intertidal system that started around 3990-3695 years BP.

Key words: Sea level, sedimentary sequence, Galicia.

#### INTRODUCCIÓN

El Islote Guidoiro Areoso se encuentra al oeste de la Illa de Arousa, en la Ría del mismo nombre, en la costa atlántica de Galicia. Forma parte de un conjunto de islotes y bajos con una profundidad de unos 5 m, separados de la Illa de Arousa por una zona con profundidades entre 7 y 10 m; mientras al norte y al oeste la profundidad aumenta abruptamente hasta 20-30 m (Fig. 1).

El islote se compone de un sector sur rocoso sobre el que se emplaza una cobertura dunar, y un sector norte compuesto por una pequeña flecha o lóbulo arenoso con una alta movilidad. Los procesos erosivos mantienen un escarpe erosivo de hasta 3 m de alto en el flanco occidental de las dunas, frente al que se emplaza la playa. Además de las formaciones sedimentarias de playa y duna, en el flanco occidental aflora un sedimento de color negro y textura cohesiva aunque con alto contenido en arenas. La superficie actual se sitúa en el nivel medio del mar y presenta una pendiente de 2º. La potencia es variable al estar condicionada por la topografía del substrato rocoso sobre el que se sitúa.

Los estudios existentes en la costa del NW peninsular apuntan a una fecha en torno a 4000 – 3.500 años BP como el momento en que el nivel del mar se situó en la cota actual (Bao et al., 2007; Costas et al., 2009; Gonzalez Villanueva et al., 2015). Buena parte de estos estudios se han llevado a cabo a partir de sedimentos en complejos lagunares, en los que la influencia de los factores locales introducen diferencias en la elevación relativa y edades de las formaciones sedimentarias (Gonzalez Villanueva et al., 2015). Por su configuración estructural, los bajos de Guidoiro tienen un área fuente de sedimento estrictamente local, por lo que las variaciones ambientales y del nivel del mar pueden quedar registradas de forma más nítida. En este trabajo se analizan dos testigos sedimentarios que si bien no forman una secuencia sedimentaria continua si permiten identificar las etapas principales en la evolución morfosedimentaria del islote.



FIGURA 1. *A) y B) Localización del área de estudio. C) Posición de los testigos analizados. D) Batimetría del entorno del islote Guidoiro Areoso* 

#### MATERIAL Y MÉTODOS

Durante una campaña de intervención arqueológica en el año 2015 se tomaron muestras cada cinco cm en una cata situada en el flanco oeste del islote (ARE-S-I) alcanzándose una profundidad de 140 cm desde la superficie de la plava actual (Fig. 2). Las muestras se tamizaron con una columna de tamices entre 0,063 y 2 mm, y se obtuvieron los parámetros estadísticos mediante el método de Folk y Ward (1957) con la hoja de cálculo Gradistat (Blott y Pye, 2001). Se determinó la pérdida de peso por ignición (Lost on Ignition LOI) calcinando la muestra a 550° durante 6 horas, y el contenido en C por combustión en un analizador LECO. En las muestras finamente molidas se determinó la composición elemental (elementos mayores y algunos elementos traza) por fluorescencia de rayos X (XRF) en el CACTI de la Universidad de Vigo y la composición mineralógica por difracción de rayos X (XRD) en la RIAIDT de la Universidad de Santiago. En 2016 se extrajo un testigo de 50 cm de potencia del sedimento intermareal del flanco oeste (ARE-IN-2) mediante una sonda tipo "rusa" (Fig. 2). El testigo fue dividido en secciones entre 2 y 4 cm, sobre las que se determinó la pérdida de peso por el mismo método LOI.

Se prepararon siete muestras para datación radiocarbónica, dos en el testigo ARE-S-I y cinco en el testigo ARE-IN-2 (Tabla I). En dos de las muestras de ARE-IN-2 se dataron tanto sedimento orgánico como restos de plantas que no pudieron ser identificadas. La muestra ARE-I-90 corresponde a un fragmento vegetal leñoso, que tampoco pudo ser identificado (M. Martín-Seijo com. pers.) obtenido en un muestreo previo en el sedimento intermareal, a una profundidad de 90 cm desde la superficie actual.



FIGURA 2. Posición y detalle de los testigos analizados.

Muestra	Codigo	2σ Cal BP
ARE-S-I-22 (SM)	β 449811	4825-4570
ARE-S-I-25 (SM)	β449812	5745-5640
ARE-IN-2-2 (SM)	β460097	3475-3370
ARE-IN-2-8 (SM)	β460098	3640-3555
ARE-IN-2-8 (RV)	β461242	3635-3480
ARE-IN-2-12 (SM)	β460099	3975-3835
ARE-IN-2-12 (RV)	β461242	3370-3165
ARE-IN-2-22 (SM)	β460100	3990-3865
ARE-I-90 (RVI)	β435477	3865-3695

TABLA I. Dataciones radiocarbónicas. SM: sedimento orgánico; RV: restos vegetales; RVI: fragmento vegetal leñoso.

#### RESULTADOS

Las propiedades del testigo ARE-S-I permiten identificar tres niveles edafo-sedimentarios. El nivel basal, con una potencia de unos 33 cm se corresponde con una acumulación de un material grueso, pobremente clasificado con abundantes gravas de cuarzo y feldespato y valores de LOI superiores al 1%. Un segundo nivel de 25 cm de potencia muestra un progresivo descenso en el tamaño del sedimento con la práctica desaparición de las fracciones de > 2mm, una mejor clasificación y un descenso en los valores de LOI. El tercer nivel de 78 cm de potencia corresponde a un sedimento texturalmente muy uniforme, arenoso con un tamaño medio de 0.44 mm, muy buena clasificación y valores de LOI muy bajos, inferiores al 0.3% (Fig. 3).

Niveles que también se identifican en el testigo al analizar el patrón de distribución de algunos elementos mayores (como Si, Ca y Na) y traza (como el Sr). En la Fig. 3 se observa como las concentraciones menores de Si están asociados a las muestras basales (entre 97,5 y 137,5 cm) y las más elevadas al material más superficial (hasta 62,5 cm), entre ambos se localizan un conjunto de muestras con concentraciones intermedias y en las que el contenido en Si va descendido con la profundidad. Un patrón inverso lo presentan Ca, Na y Sr ya que son los niveles basales los más ricos en estos elementos (Fig. 3).

La mineralogía de los materiales están dominada por cuarzo, feldespato (potásico y plagioclasa) y en menor proporción mica. Los contenidos de cuarzo predominan en las muestras superficiales (hasta 67,5 cm) mientras que en las muestras localizadas a mayor profundidad son más abundantes los feldespatos y las micas. Además en las muestras basales hay más plagioclasas que feldespatos potásicos

Las fechas C14 obtenidas en ARE-SI sitúan la formación del nivel I entre 5745-5640 cal. BP y 4825-4570 cal. BP.

En el testigo ARE-IN-2 se identifican un primer nivel basal de 19 cm de potencia, situado sobre el substrato rocoso, con alto contenido en arenas y valores de LOI entre 1.27% y 2.17%. Un segundo nivel de 10 cm de potencia, con menos arenas y un marcado incremento en los valores de LOI, entre 3.24% y 11.56%. En el nivel superior, de 20 cm de potencia, los datos de LOI indican un nuevo descenso hasta valores entre 1.2 % y 5.9 %, aumentando el contenido en arenas.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Los testigos sedimentarios permiten esbozar una evolución del islote Guidoiro en los últimos 5700 años. Las características del Nivel I de ARE-S-I corresponden a materiales procedentes de la alteración de las granodioritas, que han experimentado un proceso de estabilización y edafización. Las fechas C14 obtenidas sitúan este periodo entre 5.7 y 4.6 ka, coincidente con episodios semejantes identificados en otras partes del NW de la Península (Martinez Cortizas et al., 2009).

El nivel II se corresponde con una fase de transición, cuya cronología no ha podido ser determinada, en la que se aprecia un cambio en las condiciones morfodinámicas aunque muy posiblemente se trate de un nivel posteriormente erosionado por la acción del oleaje, y con removilizaciones del material sedimentario. El nivel III corresponde a una sedimentación litoral, indicando la configuración de un sistema de playa-duna como el actual.

Las dos dataciones C14 obtenidas en la base del testigo ARE-IN-2 indican que su sedimentación se inició en torno a 3990-3695 cal. BP, fecha acorde con la indicada por otros autores en el NW peninsular. La secuencia está truncada, por lo que no podemos conocer ni la cota ni la fecha del techo de la acumulación, pero si acotar una tasa de sedimentación variable para el testigo. Puede identificarse una primera fase de acumulación con tasas muy altas de 8.26 mm/año para los 20 cm basales, tras lo que se produce una reducción significativa de las tasa entre 0.26 y 0.8 mm/año.



FIGURA 3. Granulometría y propiedades físico-químicas de los testigos ARE-S-I y ARE-IN-2

Los dos testigos analizados ponen de manifiesto una fase continental, con un nivel del mar más bajo que el actual que según los autores oscila entre casi 7 m alrededor del 5.7 ka (Bao et al., 2007) y 3.5 – 4 m hasta 3.7-4 ka (González Villanueva et al., 2015, Costas et al., 2009). Entre 5.7 y 4.6 ka se produce una etapa de desmantelamiento de las capas de alteración, que se acumulan en zonas preferentes de acuerdo a la topografía del substrato. Tras una fase de estabilidad en el paisaje estas acumulaciones fueron edafizadas, momento que puede coincidir con la ocupación funeraria. La cronología se corresponde con el periodo de ocupación funeraria del islote adscrita al III milenio AC, aunque solamente se dispone de una datación en torno al 4020±40 BP (Rey, 2011; Rey García y Vilaseco Vázquez, 2012). Esta ocupación se produce cuando el islote se correspondía con una zona elevada formando parte de una isla de mayor tamaño, cuya superficie se redujo posteriormente con el ascenso del nivel del mar. En torno a 4.0-3.7 ka se detecta la formación de un sedimento de tipo intermareal en el flanco occidental, evidenciando el cambio definitivo a un sistema morfodinámico litoral. Dado que este sedimento también está erosionado, no podemos conocer su potencia máxima, y por tanto dificulta inferir el nivel del mar durante su formación. Sin embargo, la posición actual de la superficie erosionada al nivel medio de marea, y las tasas de deposición sugieren una acumulación de mayor potencia que la visible actualmente. Su formación se situaría en los primeros momentos de estabilización del nivel del mar en la cota actual, quizá con un nivel del mar ligeramente más bajo.

Posteriormente, un posible ascenso del nivel del mar, junto con la erosión de los materiales acumulados en la etapa continental e incorporados al sistema litoral, así como los aportes biogénicos permiten el desarrollo de un sistema de playa duna que en el sector norte formó una pequeña flecha de tipo "*trailing*" o "*comet spit*". Aunque los dos testigos analizados no forman una secuencia única, puede deducirse el cambio de un sistema intermareal a un complejo de playa-duna. Posiblemente la actividad eólica responsable de la génesis de los complejos dunares pudo iniciarse con anterioridad, una hipótesis que podrá verificarse cuando la excavación de uno los túmulos permita obtener una secuencia en el interior de la isla.

#### AGRADECIMIENTOS

Investigación financiada por los proyectos CSO2014-55816-P (Ministerio de Economía y Competitividad) y R2014/001 (Xunta de Galicia). Gracias a los Vigilantes de la Dirección Xeral de Conservación da Natureza de Pontevedra por el apoyo logístico.

- Bao R., Alonso A., Delgado C. y Pagés, J.L. (2007): Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5700 cal yr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatolology, Palaeoecology*, 247: 296–312.
- Blott, S. J., Pye, K, (2001): GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1237-1248.
- Costas, S., Sobrino, C. M., Alejo, I., y Pérez-Arlucea, M. (2009): Holocene evolution of a rock bounded barrier lagoon system, Cíes Islands, northwest Iberia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34: 1575-1586.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26
- González-Villanueva, R., Pérez-Arlucea, M., Costas, S., Bao, R., Otero, X. L., y Goble, R. (2015): 8000 years of environmental evolution of barrier–lagoon systems emplaced in coastal embayments (NW Iberia). *The Holocene*, 25: 1786-1801.
- Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M., y López-Sáez, J. A. (2009): Environmental change in NW Iberia between 7000 and 500cal BC. *Quaternary International*, 200: 77-89.
- Rey García, J.M. (2011): Guidoiro Areoso (Illa de Arousa, Pontevedra): un pequeño islote con una intensa ocupación entre el Neolítico Final y la Edad del Bronce. In: P. Prieto Martínez & L. Salanova (coord.) Las comunidades campaniformes en Galicia: cambios sociales en el III y II milenios BC en el NW de la Península Ibérica. Pontevedra: Deputación de Pontevedra: 201-210
- Rey García J.M. y Vilaseco Vázquez, X.I. (2012): Guidoiro Areoso. Megalithic cemetery and prehistoric settlement in the Ria de Arousa (Galicia, NW Spain). In: A. Campar Almeida, A.M.S. Bettencourt, D. Moura, S. Monteiro-Rodrigues, M.I. Caetano Alves (eds), *Environmental changes* and human interaction along the western Atlantic edge. Mudanças ambientais e interação humanana fachada atlântica ocidental. Coimbra, APEQ – Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário: 243-258.
### Evolución de la superficie de playa de la costa catalana en el período 1956-2015.

Beach surface evolution of Catalan coast between 1956-2015.

### R. S. Ribeiro<sup>1</sup>, P. Fraile-Jurado<sup>2</sup> y E. Ariza<sup>3</sup>

1 Dpto. Geografía Universidad Autónoma de Barcelona Bellaterra Barcelona 08193 raphaoceano@gmail.com

2 Dpto. Geografía Física Y Análisis Geográfico Regional Univesidad de Sevilla 41004 pfraile@us.es

3 Dpto. Geografía Universidad Autónoma de Barcelona Bellaterra Barcelona 08193 eduard@gmail.com

**Resumen:** Los sistemas costeros son dinámicos y, en muchas zonas como el Mediterráneo español han sufrido una fuerte presión antrópica, que no siempre ha sido analizada de manera específica en la literatura científica. Así, el objetivo de ese trabajo ha sido identificar los cambios ocurridos en 60 playas de la costa catalana en diferentes periodos entre los años de 1956 y 2015, e identificar los periodos en que se ha producido una pérdida/incremento mayor de superficie de playa y cuáles son las zonas y tipos de playa más afectadas. Mediante fotointerpretación de ortofotos se ha evaluado la evolución de la línea de costa. De este modo, se han analizado los cambios en los periodos 1956-1986, 1986-1994, 1994-2008 y 2008-2015. Las líneas de costa de cada playa han sido delineadas y posteriormente a través de la herramienta DSAS (Digital Shoreline Analysis System) calculadas las tasas de erosión de cada playa. Como consecuencia de las aportaciones de arena realizadas, 26 playas (62% urbanas, 30% semiurbanas y 8% aisladas) han incrementado su superficie. En sentido contrario, 34 playas han sufrido erosión (30% urbanas, 42% semiurbanas y 28% aisladas). En el periodo 1986-1994 se produjo el mayor incremento en la superficie de las playas estudiadas. En las provincias de Girona y Tarragona las playas sufrieron menor variación pero el resultado final fue negativo (pérdida), en cambio en la Provincia de Barcelona la variación fue positiva (incremento).

Palabras clave: Evolución costera, playas, fotointerpretación y costa Catalana.

#### Abstract:

The coastal system are dynamic and, in many areas such as the Spanish Mediterranean suffering a strong anthropic pressure, not always analysed in specific terms in the academic literature. Thus, the goal of this work has been to identify the changes occurred in 60 beaches on Catalan coast in different periods between 1956 and 2015, and identify the periods that produced more lost/gain of beach surface and the more affected beach types. By photointerpretation using orthophotos the shoreline evolution has been evaluated. In this way, the changes in the periods 1956-1986, 1986-1994, 1994-2008 and 2008-2015 have been assessed. The shorelines from every beach were demarcated and afterwards through DSAS (Digital Shoreline Analysis System) the rate of change calculated for every beach. As a consequence of sand nourishment, the surface of 26 beaches (62% urban, 30% semiurban and 8% isolate) has increased. In the opposite way, 34 beaches have suffered erosion (30% urban, 42% semiurban and 28% isolated). In the period 1986-1994, the highest increase of beach surface took place in the studied beaches. In the provinces of Girona and Tarragona, beaches endured less rate of variation but the final result was negative (loss), in contrast, in the province of Barcelona, variation was positive (increase).

Key words: Coastal evolution, Beach erosion, remote sensing and Catalan Coast.

#### **INTRODUCIÓN**

En las últimas décadas, muchas áreas costeras del Mediterráneo han sufrido una intensa ocupación humana sin el debido planeamiento urbano o preocupaciones ambientales. Este es el caso de la costa Catalana, que se caracteriza por la fuerte explotación turística y desarrollo inmobiliario ocurridos en las últimas décadas (Naredo, 2011).

Además los hábitats de las zonas costeras, como las playas, son sitios dinámicos y sensibles. De ese modo el objetivo de ese trabajo ha sido identificar, a través de imágenes aéreas, los cambios ocurridos en 60 playas de la costa catalana en diferentes periodos comprendidos entre los años 1956 y 2015 (periodo de disponibilidad de imágenes aéreas que posibilitan el análisis de la variación de la superficie y la forma de las playas). Según distintas fuentes (Iglesias-Campos et al. 2010; IPCC, 2013), la tasa de elevación del nivel del mar ha crecido en los últimos tiempos, comportamiento que se ha visto reflejado y amplificado en las costas españolas (López-Torres et al. 2015; Fraile y Fernández, 2016). La erosión costera representa unos de los impactos de esa elevación (Uceda et al, 2005; Fraile y Ojeda, 2012). De este modo, la línea de costa surge como un factor importante en el estudio de la erosión costera (Ojeda et al., 2009; Ojeda et al., 2010), por lo que se ha empleado como variable para estudiar la evolución de las playas catalanas.

#### **AREA DE ESTUDIO**

El área de estudio comprende la costa de la Comunidad Autónoma de Cataluña, donde han sido elegidas 60 playas, 20 para cada provincia en 71 municipios que comprenden las tres provincias Girona, Barcelona y Tarragona (Fig. 1). Algunas playas debido a su extensión han sido sectorizadas, obteniéndose por tanto más de un punto de muestreo en algunas de ellas. Se han elegido playas de diferentes tipos: urbanas, semiurbanas y aisladas con la finalidad de identificar comportamientos distintos específicos de cada grupo.



FIGURA 1. Las Costa Catalana formada por las tres provincias de Gerona, Barcelona y Tarragona.

#### METODOLOGIA

La elección de las playas ha sido hecha de acuerdo con la localización, para que cada provincia fuese representada por 20 playas y que se representasen equilibradamente los 3 tipos de playas estudiados: urbana, semiurbana y aislada. La clasificación es la utilizada per el Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente (Ministerio de Medio Ambiente, 2008). Para cada playa se han calculado los cambios de la línea de costa en los periodos 1956 a 1986, de 1986 a 1996, de 1996 a 2008 y de 2008 a 2015. En algunos casos se producen ligeras variaciones en las fechas en función de las imágenes disponibles.

La delimitación de la línea de costa se ha realizado identificando la marca húmeda, es decir siguiendo la diferencia de tonalidad entre la arena seca y arena húmeda.

Hecha la delimitación de las líneas de costa, para el cálculo de erosión de las playas ha sido utilizada la herramienta "DSAS" (Figura 2), una extensión del software ARCGIS (Thieler et al, 2008). La herramienta genera transectos transversales en toda la playa y permite que se evalúen varios parámetros relativos a cambios temporales en la línea de costa. Para el presente estudio se ha utilizado un transecto por playa con excepción de las mencionadas playas con sectores muy distintos, en las que se ha utilizado dos o tres (Fig. 2).



FIGURA 2. Ejemplo de la aplicación de la herramienta DSAS (transecto y las líneas de costa) en la playa de Nova Icària en Barcelona.

La escala de las imágenes utilizadas para la cartografía de la línea de costa es de 1:5.000.

#### RESULTADOS

Con la adquisición de los datos de erosión de la línea de costa se ha elaborado un dendograma (figura, 3), con el objetivo de identificar grupos de playas con el mismo comportamiento en relación a los cambios en línea de costa. Se ha aplicado un análisis clúster correlacionando las playas con el grado de modificación para los cuatros períodos estudiados.



FIGURA 3. Dendograma de la evolución de la línea de costa de las 60 playas catalanas.

De manera general, las playas estudiadas presentaron erosión en todos los períodos, menos en el período comprendido entre 1986 y 1994 en que ha identificado un fenómeno de progradación generalizado de la línea de costa.

Atendiendo a las tipologías de playa, se observa que las playas urbanas han sufrido progradación, mientras que las semiurbanas (específicamente) y aisladas han sufrido erosión. El dendograma generado por el análisis clúster muestra 6 grupos principales:

Grupo 1: Playas que han tenido una variación moderada entre 0 y 50 metros con una pérdida mayor en el periodo 1994- 2008, pero con un balance final positivo de 19.36 metros;

Grupo 2: El mayor grupo de playas se caracterizan por una variación baja entre 0 y 25 metros y un balance negativo de - 92.13 metros;

Grupo 3: Playas con variación moderada y balance final negativo de -35.77 metros;

Grupo 4: Variación moderada o alta con balance final positivo 97.58;

Grupo 5: Variación moderada con balance final positivo de 32.82 metros;

Grupo 6: Variación baja pero con pierda en todos los periodos, acumulando un balance negativo de -59.56 metros.

En relación a la progradación y retrogradación por tipo de playa, 26 playas (61% urbanas, 30,7% semiurbanas y 7,6% aisladas) han incrementado su superficie. En sentido contrario, 34 playas han sufrido erosión (29,4% urbanas, 41,1% semiurbanas y 29,4% aisladas).

	Urbana	Semiurbana	Aislada
Progradación	62%	30%	8%
Retrogradación	30%	42%	28%

TABLA I. Porcentajes de progradación y retrogradación de línea de costa en relación con el tipo de playa.

PE	RIODO	1956-	1986	1986-	1994	1994-	2008	2008-	2015
		PROGRA*	RETRO*	PROGRA*	RETRO*	PROGRA*	RETRO*	PROGRA*	RETRO*
	URBANA	4	6	7	3	1	9	6	4
	SEMIURBANA	1	6	5	2		7	3	4
CIDONIA	AISLADA	2	1	1	2	1	2	3	0
GIRUIVA	PORCENTAJE	14.29	-18.42	6.93	-7.52	3.28	-5.56	3.51	-5.93
	BALANCE	-239.43	-5.42	90.10	-52.61	6.56	-100.17	42.11	-47.41
	% DE PLAYAS	35%	65%	65%	35%	10%	90%	60%	40%
	URBANA	8	4	10	2	7	5	4	8
	SEMIURBANA	3	2	3	2	2	3	2	3
BARCELONA	AISLADA	1	2	2	1	1	2	1	2
	PORCENTAJE	39.28	-20.71	32.61	-13.37	37.91	-34.04	14.32	-36.62
	BALANCE	471.34	-165.65	489.09	-66.85	379.12	-340.36	100.25	-256.31
	Nº DE PLAYAS	60%	40%	75%	25%	50%	50%	35%	65%
	URBANA	1	2	3	0	1	2	1	2
	SEMIURBANA	4	8	9	3	3	9	6	6
TARRACONA	AISLADA	3	2	3	2	1	4	1	4
TAKKAGUNA	PORCENTAJE	12.11	-19.65	9.65	-7.78	23.09	-19.70	9.70	-7.52
	BALANCE	96.89	-235.84	144.68	-38.88	115.43	-295.56	77.62	-90.20
	Nº DE PLAYAS	40%	60%	75%	25%	25%	75%	40%	60%

TABLA II. Datos de progradación\* y retrogradación\* por playa en cada período.

La tabla II presenta los resultados por periodos divididos en provincias: el área por cada tipo de playa (urbana, semiurbana y aislada) que ha sufrido progradación o retrogradación, el porcentaje y el balance total en metros.



FIGURA 4 A: Perfil de cambio de las playas de la provincia de Girona.



FIGURA 4 B: Perfil de cambio de las playas de la provincia de Barcelona.



FIGURA 4 C: Perfil de cambio de las playas de la provincia de Tarragona.

En los gráficos de perfil de la evolución de la línea de playa (figura, 4 A,B y C) es posible identificar la importante variación ocurrida en Barcelona en relación a las demás provincias (Girona y Tarragona presentaron una variación menor).

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

En el periodo 1986-1994, se produjo la mayor acreción en la superficie de las playas estudiadas. En las provincias de Girona y Tarragona las playas sufrieron menor variación (pérdida) en relación a la Provincia de Barcelona, que presentó mayor variación (incremento).

Durante el primero periodo (1956-1986) se produjo un moderado proceso de acreción, que se intensificó en el segundo periodo (1986-1994). Posteriormente, las playas pasan a tener balance negativo tanto en 1994-2008 como en 2008-2015. Eso se debe posiblemente a las aportaciones de arena y las construcciones costeras (puertos y muelles).

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado por integrantes del grupo de investigación Interfase del Departamento de Geografía de la Universidad Autónoma de Barcelona en cooperación con el Departamento de Geografía de la Universidad de Sevilla y financiamiento del programa "Ciências sem Fronteiras" de la fundación Cnpq.

#### REFERENCIAS

- Fraile Jurado, P. y Fernández Díaz, M. (2016): Escenarios de subida del nivel medio del mar en los mareógrafos de las costas peninsulares de España en el año 2100. *Estudios Geográficos*, 77(280), 57-79.
- Fraile Jurado, P., y Ojeda Zújar, J. (2012): Evaluación de la peligrosidad asociada al aumento de la superficie inundable por la subida del nivel medio del mar en la costa entre Cádiz y Tarifa. *Geofocus*, (125), 329-348.
- Iglesias-Campos, A., Simon-Colina, A., Fraile-Jurado, P., y Hodgson, N. (2010): Methods for assessing current and future coastal vulnerability to climate change. *Copenhague, Dinamarca, ETC/ACC Technical Paper, Bilthoven, the Netherlands: European Topic Centre on Air and Climate Change.*
- Intergovernmental Panel On Climate Change (2007): *IPCC Fifth Assessment Report: Climate Change* 2013. Disponible en <u>http://www.ipcc.ch</u>.
- López Torres, J. M., Fraile Jurado, P., y Sánchez Rodríguez, E. (2015): Cartografía de inundaciones por subida de nivel del mar en las islas orientales de Canarias. *Geo-Temas*, (15), 201-204.
- Ministerio Del Medio Ambiente (2008) *Directrices sobre actuaciones en playa*. Dirección general de costas.
- Naredo J. M., Márquez, A. M. (2011): El modelo inmobiliario español y su culminación en el caso valenciano Antrazyt. Icaria.
- Ojeda, J., Álvarez, J. I., Martín, D., y Fraile, P. (2009): El uso de las TIG para el cálculo del indice de vulnerabilidad costera (CVI) ante una potencial subida del nivel del mar en la costa andaluza (España). GeoFocus. Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica, (9), 83-100.
- Ojeda Z., J., Fernández Núñez, M., Prieto Campos, A., Pérez Alcántara, J.P. y Vallejo Villalta, I. (2010): Levantamiento de líneas de costa a escalas de detalle para el litoral de Andalucía: criterios, modelo de datos y explotación. En: Ojeda, J., Pita, M.F. y Vallejo, I. (Eds.), *Tecnologías de la Información Geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla. Sevilla. Pp. 324-336.

- Uceda A. C., Conejo A. S., Cardeña C, Z. (2005): 11. Impactos Sobre Las Zonas Costeras. Ministerio del Medio Ambiente.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., and Ergul, A. (2009): Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0— An ArcGIS extension for calculating shoreline change. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278.

# Evolución y dinámica de una playa encajada de bloques y gravas en la costa NO de Mallorca (Cala Deià, Mallorca).

# Evolution and dynamics of a boulder and gravel enclosed beach at the NW coast of Mallorca (Cala Deià, Mallorca).

#### L. Gómez-Pujol<sup>1</sup>, A. Orfila<sup>2</sup> y A. Álvarez-Ellacuría<sup>1</sup>

1 ICTS SOCIB, Sistema de Observación y Predicción Costera de las Islas Baleares (MINECO-CAIB), ParcBit, Ed. Naorte, Ctra. Valldemossa km 7.4, 07121 Palma (Illes Balears). Igomez-pujol@socib.es

2 IMEDEA (CSIC-UIB), Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados, Miquel Marquès 21, 07190 Esporles (Illes Balears).

**Resumen:** Cala Deià está situada en la costa noroccidental de la Isla de Mallorca, es una playa encajada de gravas y bloques de apenas 80 m de longitud al pie de un acantilado sedimentario que queda flanqueado por otros acantilados rocosos tallados en calizas y dolomías del Jurásico, Triásico y Mioceno inferior. Desde un punto de vista turístico, patrimonial y paisajístico se trata de uno de los enclaves de referencia de la Serra de Tramuntana. En el presente trabajo se analiza la dinámica y variabilidad de la playa. Se ha realizado un análisis de la evolución de la playa seca mediante la digitalización de la serie de fotografías aéreas. El conjunto de imágenes cubre el período de 1956 a 2015 e integra 13 vuelos fotográficos. En paralelo se ha obtenido una batimetría de la playa y su ensenada, se ha caracterizado el sedimento y además se ha propagado diferentes escenarios de oleaje con el objeto de elaborar un modelo de funcionamiento de la playa. A partir de los datos se constata que en el período 1956-2015 la playa emergida de Cala Deià ha experimentado diferentes ciclos de acreción-erosión, destacando el retroceso de la playa asociado a los temporales extremos. En la década de los noventa la playa emergida alcanzó su superficie máxima debida a las aportaciones externas de sedimento de origen antrópico procedentes del torrent Major y a un clima marítimo menos energético. Desde el 2001 la playa viene experimentando un retroceso de su superficie asociada al efecto de los eventos extremos, como el de noviembre de 2001 y a un incremento anual del número de temporales con altura significante superior a 2 m.

Palabras clave: playa de bloques, cambios en la línea de costa, intervenciones antrópicas, cala Deià, Mallorca.

**Abstract:** Cala Deià is a gravel and boulder pocket beach located in the northwestern partside of the Mallorca Island. This well-known touristic and famous embayment hosts a boulder beach, 80 in length, that rests at the toe of a sedimentary cliff flanked by carbonated Jurassic, Triassic and Upper Miocene rocky cliffs. This paper addresses the beach morphodynamics and shoreline evolution by means of historical image analyses, bathymetric surveys, sediment analyses and numerical wave propagation. Cala Deià, during the period 1956-2015 has experienced different cycles of erosion and accretion, being the sea storms of December 1980 and November 2001 the most damaging. During the 90's the beach achieved the maximum width because anthropogenic artificial sediment inputs, as well as a sea climate less energetic. From 2001 the beach is suffering a shoreline retreat because the effects of the 2001 extreme event, as well as, to an increase of the number of sea storms with wave significant heights larger than 2 m.

Key words: Boulder beach, shoreline changes, human impact, cala Deià, Mallorca Island,

#### INTRODUCCIÓN

Cala Deià está situada en la costa noroccidental de la Isla de Mallorca. Es una playa encajada de gravas y bloques de apenas 80 m de longitud al pie de un acantilado sedimentario en la que tanto usuarios como gestores, afirman que en los últimos años se ha producido una disminución significativa de la playa seca. En abril de 2015 el Ayuntamiento de Deià se dirigió al Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados, IMEDEA (CSIC-UIB) ante la necesidad de objetivar con datos científicos los indicios de retroceso de la costa, así como la necesidad de entender la dinámica y el modelo de funcionamiento de la playa de Cala Deià como paso previo y base para su gestión. El presente trabajo analiza la dinámica y variabilidad de la playa de Cala Deià a partir del análisis de la evolución histórica de la playa seca, el levantamiento topobatimétrico y la caracterización de los sedimentos, así como el estudio del clima marítimo y la propagación numérica de casos de estudio asociados al oleaje característico o a los eventos extremos.

#### FISIOGRAFÍA Y BATIMETRÍA

Cala Deià es una pequeña ensenada situada en la costa noroccidental de la isla de Mallorca al pie de la Serra de Tramuntana (Fig. 1). La cala constituye el accidente



FIGURA 1. Localización de Cala Deià en la costa norte de la isla de Mallorca.

más destacado y la nota discordante en un sector de costa –de apenas 4 km de recorrido– con un marcado carácter lineal. Dicho sector se caracteriza por una costa acantilada en la que abundan los ejemplos de movimientos de masas y deslizamientos de taludes asociados a la alternancia de roquedos duros carbonatados jurásicos y capas de materiales plásticos (arcillas rojas, yesos, materiales volcánicos) del Triásico (Balaguer, 2006). La ensenada tiene una anchura de 200 m y un recorrido de 300 m desde la bocana hasta la playa de bloques que se aloja en el fondo de la bahía (Fig. 1).

En la zona más cercana a la costa de la bahía puede observarse una batimetría de pendiente acentuada ( $\sim$ 15%) e irregular, asociada a la presencia de rocas, escollos, grandes bloques y otros clastos de dimensiones menores.

A partir de los 2 m de profundidad la pendiente de la ensenada se atenúa y mantiene constante a razón de un 4%. Entre los 7 y los 9 m de profundidad puede apreciarse un cambio en la pendiente (~2 %), pasando de un perfil cóncavo a uno convexo, coincidiendo con la presencia de un prisma de materiales arenosos con una importante componente de arenas y gravas terrígenas con una menor presencia de elementos biogénicos. A partir de los 10 m de profundidad la pendiente vuelve a mantenerse constante en torno al 4% recuperando el perfil cóncavo (Fig. 2).

En cuanto a los fondos de la ensenada, cabe destacar la presencia de bloques heterométricos desde la línea de costa hasta una profundidad de 6 m, con algún parche aislado de materiales más finos. Entre los 6 m y los 10 m de profundidad se encuentra un acúmulo de materiales arenosos y gravas terrígenas. A partir de dicha cota, cubren el fondo de manera fragmentada parches de Posidonia oceánica. En el fondo de la ensenada se dispone una playa de cantos y bloques con una superficie aproximada de 850 m<sup>2</sup> y una anchura media de 15 m. La textura del sedimento de la playa es heterométrica, con clastos que oscilan desde las arenas gruesas a los bloques de orden métrico. Todo ello origina una pendiente acusada, situándose la cota topográfica de la playa en su contacto con el acantilado sedimentario o los afloramientos de roquedo triásico en los 3 m sobre el n.m.m.



FIGURA 2. Perfil topo-batimétrico de Cala Deià.

Desde un punto de vista geomorfológico, la ensenada de Cala Deià puede clasificarse como una playa encajada *–pocket beach–* que se corresponde con la zona de inundación del tramo bajo del torrent Major, por el ascenso del nivel del mar asociado al último interglacial (Mateos, 1999). La batimetría (Fig. 3), así como el propio perfil batimétrico de la cala (Fig. 2), sugiere que la cala responde a un antiguo cauce fluvial sobre el que se encuentran depósitos de bloques de orden métrico y que a partir de la cota de -12 m, se expande en forma de abanico de bloques sumergidos (*fan delta*).



FIGURA 3. Batimetría de Cala Deià.

El desarrollo del trazo de la cala se ve favorecido por la erosión diferencial sobre los materiales menos resistentes del Keuper (arcillas rojas y yesos) y los aluviones cuaternarios. En relación al cuerpo de aluviones cuaternarios, Mateos (1999) identifica a las lluvias torrenciales mayores de 140 l/h y la erosión marina como los principales mecanismos de desmantelamiento de los acantilados sedimentarios de Cala Deià.

#### CLIMA MARÍTIMO Y PROPAGACIÓN OLEAJE

La información sobre el clima marítimo se ha obtenido a partir de la base de datos SIMAR44 de Puertos del Estado para un punto en aguas profundas frente a la zona de estudio. En particular se han analizado 10 años de datos horarios de altura de ola  $(H_s)$ , período de pico  $(T_p)$  y dirección de oleaje para el punto SIMAR 2115117 a (2.58E, 39.75N) en aguas profundas (60 metros).

La configuración fisiográfica de Cala Deià, abierta al Norte, la deja expuesta a los temporales con direcciones entre el W y el NNE. En aguas profundas se registra un 17% de episodios de calma. Los oleajes del W al NNE suman el 70% de los eventos registrados, siendo éstos los que mayor efecto tienen en la cala. La altura media para las direcciones del W son de 0,6 m, siendo las mayores las de componente NW con 1 m de altura significante para todo el período analizado. En cuanto a la altura de cierre,  $H_{s12}$  (aquella que sólo es superada 12 horas al año), se observa que las mayores alturas de ola se obtienen con direcciones de oleaje del N y del NW con 4,20 m y 5,10 m de altura de ola respectivamente.

Para la caracterización del régimen extremo se ha utilizado el punto 2117120 de la base de datos SIMAR44 de Puertos del Estado, con un punto en aguas profundas (>600 m) en la posición (2.75°E, 40.00°N), que consiste en 57 años de datos cada tres horas de altura significante de ola ( $H_s$ ), período de pico ( $T_p$ ) y dirección de oleaje.

La Fig. 4 muestra la altura de ola significante (la dirección predominante) así como el período de pico para el punto analizado y el período entre enero de 1958 y septiembre de 2015. En este período destacan dos temporales con alturas de ola significante superiores a los 10 m, el primero a partir del 28 de diciembre de 1980 con alturas de ola superiores a los 9 m durante 21 horas y dirección del NE, y el segundo a



FIGURA 4. Altura de ola significante, dirección y período de pico para el punto SIMAR 2117120.

partir del 10 de Noviembre 2001 con alturas de ola superiores a 9 m durante 5 días de dirección Norte. El régimen extremo determina que el periodo de retorno de 2 años está asociado a una ola de  $H_s = 6,1$  m en aguas profundas. Este tipo de temporal se produce fundamentalmente durante el otoño hasta el mes de marzo. La altura de ola asociada al período de retorno de 5 años es de  $H_s = 7,5$  m, mientras que para un período de retorno de 10 años la altura significante está entre los 8 y 9 metros. Los diferentes escenarios de régimen medio y extremo se han propagado hacia la zona de interés mediante el modelo numérico SMC (Figs. 5 y 6). La propagación para el régimen medio correspondiente a una ola de altura significante de  $H_s$  = 0,49 m, con un período de  $T_p = 6$  s y una dirección de 22º (NNE), se muestra en la Fig. 5. Bajo estas condiciones, dentro de la cala, la altura de ola no sobrepasa los 0,45 m en la zona más profunda en el interior de la cala. Teniendo en cuenta el tamaño de sedimento de la zona, estas condiciones sólo son capaces de movilizar sedimentos finos o muy finos que apenas abundan en la ensenada.

Las condiciones correspondientes al temporal de Diciembre de 1980 se muestran en la Fig. 6. En este caso, la ola propagada corresponde a  $H_s=14m$  con un período  $T_p=14s$  y una dirección de 20° (NNE). Bajo estos forzamientos, en la zona de la cala entorno a los 6m de profundidad, las alturas de ola alcanzan los 4 metros, superando los 3 metros en las zonas más someras de la misma. Estas condiciones tienen la capacidad de movilizar gran parte del sedimento (arena gruesa y gravas) y los de aguas más profundas (gravas,



FIGURA 5. Propagación para las condiciones medias hasta la zona de estudio



FIGURA 6. Propagación para las condiciones extremas hasta la zona de estudio.

cantos y pequeños bloques). Las condiciones correspondientes al temporal de Diciembre de 1980 se muestran en la Fig. 6. En este caso, la ola propagada corresponde a  $H_s$ =14m con un período  $T_p$ =14s y una dirección de 20° (NNE). Bajo estos forzamientos, en la zona de la cala entorno a los 6m de profundidad, las alturas de ola alcanzan los 4 metros, superando los 3 metros en las zonas más someras de la misma. Estas condiciones tienen la capacidad de movilizar gran parte del sedimento (arenas gruesas y gravas) y los de aguas más profundas (gravas, cantos y pequeños bloques).

#### EVOLUCIÓN DE LA PLAYA SECA

Se ha realizado un análisis de la evolución de la playa seca mediante un conjunto de imágenes que abarca el período de 1956 a 2015. A continuación se utilizó la herramienta Digital Shoreline Analysis, DSAS (Thieler et al., 2004) con la que se han obtenido transeptos trazados cada 10 m a lo largo de la anchura de la playa y el avance o retroceso de la línea de costa.

Para los 59 años caracterizados, los resultados indican una gran variabilidad de la línea de costa, con diferencias respecto la anchura máxima y mínima de la playa de 10,2±1,6 m. Así, entre 1956 y 1979 se observa un incremento tanto de la superficie de la playa como de su anchura, 259 m<sup>2</sup> y 2,8 m respectivamente. Durante la década de los 80 la playa seca experimenta un retroceso; la superficie se reduce en 418,3 m<sup>2</sup> y el ancho medio de la playa en 5,5 m. Es en este periodo (Diciembre 1980) es cuando se registra uno de los dos temporales más energéticos en la zona. Durante la década de los noventa se producen acciones de gestión en la playa en forma de vertidos de sedimentos gruesos У medios (comunicación personal. Ayuntamiento de Deià) en el torrent Major que acaban alimentando la playa y que resultan en 1997 en una playa seca con la mayor superficie (1814,7 m2) y ancho medio (20 m) de los últimos 59 años. De 1997 a 2010 la playa perdió 833,9 m<sup>2</sup> y su anchura media se redujo en 9,5 m. En noviembre de 2001 sufrió uno de los temporales más severos en intensidad y persistencia recogidos en la serie de datos de oleaje disponible desde 1953. Finalmente para el periodo 2010-2015 se observa una leve recuperación de la playa en la que su superficie incrementa en 190 m<sup>2</sup> y su anchura media en 2,1 m desde los mínimos de 2010. Actualmente la playa presenta una superficie similar a la que alcanzaba en la década de los 80 o ligeramente inferior a las del primer hito fotográfico del que parte el estudio, aunque es evidente la pérdida de sedimentos de gravas y arenas medias y finas (Fig. 7).

#### DIAGNÓSTICO Y BASES DE GESTIÓN

Se constata que en el período 1956-2015 la playa emergida de Cala Deià ha experimentado diferentes ciclos de acreción-erosión, destacando el retroceso asociado a los temporales de 1980 y 2001. En la década



FIGURA 7. Evolución de la superficie de playa seca y de la anchura media de la cala Deià, 1956–2015.

de los noventa la playa emergida alcanzó su superficie máxima debida a las aportaciones externas de sedimento de origen antrópico y a un clima marítimo menos energético. Desde el 2001 la playa viene experimentado un retroceso de su superficie asociada al efecto de los eventos extremos y a un incremento anual del número de temporales con  $H_s > 2$  m. Los efectos de los temporales extremos han generado el transporte de las arenas medias y gruesas a unas profundidades (ca. 10 m) de las que el oleaje menos energético, que es el que habitualmente transporta ese sedimento hacía tierra, difícilmente puede reincorporarlo a la playa emergida. A todo ello se une la complejidad de la batimetría de la playa y el efecto de los campos de bloques sobre la atenuación del oleaje y su capacidad de transporte hacia tierra. En definitiva, la superficie de la playa emergida actual, dado el calibre del sedimento expuesto, difícilmente podrá seguir reduciendo su superficie aunque se encuentra en el mínimo desde que se dispone de datos geográficos y oceanográficos. No obstante la recuperación de la superficie de la playa a valores previos a 2001, no se producirá de forma natural. Cualquier intervención de gestión debe considerar el papel frecuente de los eventos con altura > 2m, las características del sedimento, así como el papel de los eventos con H<sub>s</sub> ca.10 m que tienen periodos de retorno de 10 años.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto de investigación CTM2015-66225-C2-2. Se agradece a Puertos del Estado la cesión de los datos SIMAR.

#### REFERENCIAS

- Balaguer, P. (2006): *Tipus i evolució de les costes rocoses de Mallorca*. Tesi Doctoral, Univ. Illes Balears, 373 p.
- Mateos, R. (1999): Diversos aspectos geotècnics de la Serra de Tramuntana de Mallorca: riscs geològics associats. En: Aspectes Geològics de les Illes Balears (J.J. Fornós, ed.). Univ. de les Illes Balears, Palma, 435-457.
- Thieler, E.R., Himmeltoss, E.A., Zichichi, J.L. y Miller, T.L., 2005. Digital Shoreline Analysis System (DSAS). V. 3.0: ArcGIS extension for calculating shoreline change. US Geological Survey Open File Report. 2005-1303, 33 p.

# Cartografía automática y análisis de la distribución de bermas vegetales de *Posidonia oceanica* a partir de imágenes de videomonitorización costera.

# Automatic mapping and distribution analysis of Posidonia oceanica seagrass berms using videomonitoring images.

### M. de Carlo<sup>1</sup>, L. Gómez-Pujol<sup>1</sup>, J.P. Beltran<sup>1</sup>, A. Orfila<sup>2</sup> y J. Tintoré<sup>1,2</sup>

1 ICTS SOCIB, Sistema de Observación y Predicción Costera de las Islas Baleares (MINECO-CAIB), ParcBit, Ed. Naorte, Ctra. Valldemossa km 7.4, 07121 Palma (Illes Balears). Igomez-pujol@socib.es

2 IMEDEA (CSIC-UIB), Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados, Miquel Marquès 21, 07190 Esporles (Illes Balears).

Resumen: Posidonia oceanica (Linnaeus) Delile 1813, es una fanerógama marina endémica del Mediterráneo que coloniza los fondos arenosos y rocosos costeros formando importantes praderas. Desde finales de verano hasta mediados de otoño P. oceanica pierde sus hojas que permanecen en la propia pradera hasta que son transportadas fuera de ella por los efectos de los temporales, principalmente hacia aguas profundas y en menor volumen hacia la costa. Los restos de necromasa que alcanzan la costa pueden formar importantes acumulaciones, de hasta 2,5 m de potencia y varios metros de ancho. Existe una extensa bibliografía sobre el papel de las bermas vegetales en la protección y en la gestión costera. El presente trabajo persigue la implementación de un protocolo de cartografía automática de bermas vegetales de P. oceanica a partir del tratamiento digital de imágenes de videomonitorización costera. Para ello se ha desarrollado un algoritmo que persigue obtener un mapa diario de ausencia-presencia de bermas a lo largo de la línea de costa. El algoritmo se estructura en seis pasos, que cubren desde la selección de imágenes, la regionalización del área de interés y la eliminación de artefactos (p.e. sombra torres socorristas, farolas, etc.), la combinación de diferentes canales (RGB, HSV) para la identificación de los píxeles en la región de interés con acúmulos de hojarasca, así como un filtro temporal para evitar falsas ausencias o presencias y el correspondiente proceso de georreferenciación de las imágenes. El producto final es un mapa de probabilidad de presencia de bermas vegetales de P. oceanica a lo largo de la línea de costa de Cala Millor (NE Mallorca) para el periodo comprendido entre mayo 2011 - junio 2016. A partir de dicho producto se abre la posibilidad de evaluar el papel efectivo de protección de las bermas vegetales, así como de los controles que condicionan su acumulación y presencia a lo largo de la línea de costa.

Palabras clave: bermas vegetales, Posidonia oceanica, análisis digital de imágenes, videomonitorización costera.

Abstract: Posidonia oceanica (Linnaeus, 1813) is a reef-building seagrass endemic of the Mediterranean Sea that colonizes frequently the nearshore and rocky bottoms in the form of seagrass meadows. P. oceanica loses leaves lately in summer and during autumn, part of the detached material from seagrasses may form narrow and linear patches in the surf zone to huge banks on the adjacent beaches. Such accumulations are referred as beach seagrass berms. There is a large literature on seagrass berms and its role on coastal protection and related coastal management issues. Against this background this paper develops an automated remote sensing approach in order to map daily the absence-presence of P. oceanica seagrass berms alongshore. The algorithm selects potential images from existing databases, establishes regions of interest and eliminates artefacts such as shadows, lamps, etc. By combining different channels (RGB, HSV) the presence of seagrass berms is addressed and then each image is georectified. We have applied this algorithm to Cala Millor (NE Mallorca) videomonitoring images from May 2011 to June 2016. The final product is an alongshore map of probabilities of seagrass berms presence that can contribute to unravel the controls on seagrass berm presence and accumulation alongshore.

Key words: seagrass berms, Posidonia oceanica, image digital analysis, coastal videomonitoring.

#### INTRODUCCIÓN

El papel ecológico e hidrodinámico de las praderas de fanerogamas en los sistemas litorales no se restringe a las praderas propiamente dichas. En función del grado de exposición al oleaje y las corrientes, entre otros factores, los detritos procedentes de las praderas forman acumulaciones que, en forma de parche o cordón, se disponen sobre el estrán de las playas y pueden intervenir activamente en la morfo-dinámica de las playas (Ochieng y Erftemeijer, 1999). En las costas mediterráneas, los fondos arenosos y rocosos están colonizados por biohermos de la fanerógama endémica *Posidonia oceanica*. Como ocurre con otras especies de plantas marinas y algas, *P. oceanica* juega un papel importante en la dinámica de



FIGURA 1. Localización de Cala Millor en la costa NE de Mallorca, detalle de la playa y del límite superior de la pradera de P. oceanica asociada y localización de la estación de videomonitorización costera de la ICTS SOCIB (MINECO-CAIB).

las playas, puesto que contribuye a la acumulación de sedimentos, la atenuación del oleaje y las corrientes o la propia estabilidad de la playa (Vacchi *et al.*, 2017).

Desde finales de verano hasta mediados del otoño, *P. oceanica* pierde sus hojas que aparecen acumuladas en la ribera formando estructuras de escasos centímetros a pocos metros de potencia que la bibliografía de raigambre francesa ha denominado "banquetes" (Bouderesque *et al.*, 2016). No obstante, las aproximaciones a este fenómeno hasta la fecha son teóricas o en base a observaciones puntuales (Servera *et al.*, 2002; de Falco *et al.*, 2008) aunque constituyen un tema recurrente y de gran debate, tanto a nivel social, como en el día a día de los gestores litorales.

Gómez-Pujol *et a*l. (2013) realizaron la primera aproximación sistemática al fenómeno de la acumulación de banquetas de *Posidonia oceanica* en el Mediterráneo a partir de técnicas de videomonitorización costera en dos localidades: Cala Millor (Mallorca) y Son Bou (Menorca). En ambas localidades se caracterizaron los eventos de acumulación de bermas vegetales y su desmonte entre Mayo de 2011 y Octubre de 2012. A partir de dicha base de datos se concluye:

- a) Las banquetas son el producto o el resultado final de temporales, aparecen en la orilla tras la acción de los temporales y en el momento en que decrece su energía.
- b) Las banquetas aparecen de forma discontinua a lo largo de la costa, pocas veces se forma un cordón a lo largo de toda la playa.

- c) Su dinámica es compleja, se observa el montedesmonte incluso durante periodos en los episodios de acumulación.
- d) Su permanencia en la playa, si no coincide con un periodo de calmas, es breve; siendo en la mayoría de los casos no superior a 4 días.
- e) En la mayoría de los casos el desmonte y la desaparición de las banquetas se produce en condiciones poco energéticas por lo que a la llegada de un temporal, en contadas ocasiones permanecen como un cordón continuo en la línea de costa, y por tanto no puede ejercer la función de defensa costera que se le atribuye en la literatura científica basada en observaciones puntuales.

No obstante, uno de los aspectos que queda sin cubrir es la dimensión espacial de la acumulación de banquetas. Dicha dimensión tiene dos derivadas importantes para concluir el efecto de las bermas vegetales en la morfodinámica de playas. Por un lado, entender los condicionantes que justifican la aparición o la permanencia de las banquetas en determinados puntos de la playa; y por otro si esa permanencia puede estar o no relacionada con las tendencias de erosión y/o acumulación de la playa.

Así, el objeto del presente proyecto es desarrollar una herramienta que permita, a partir de técnicas de análisis digital de imágenes, identificar de forma automática qué píxeles de la imagen corresponden a banquetas y cuáles no, para estudiar patrones espaciales de acumulación y su relación con la evolución de la playa.

#### ZONA DE ESTUDIO

Cala Millor es un arenal de 1.700 m de longitud y planta cóncava localizado en la costa oriental de Mallorca (Fig. 1). Desde un punto de vista morfodinámico se trata de una playa intermedia con una configuración de barras transversales y ocasionalmente crescénticas (Gómez-Pujol *et al.*, 2007). La playa está sujeta predominantemente a los oleajes de NE y ESE, alcanzando la altura de ola significante valores de 0,5 a 1 m y de 2,5 m durante los temporales más frecuentes. El sedimento de la playa consiste en arenas medias, carbonatadas y bioclásticas, con un de  $D_{50}$  de 1.8 phi.

Desde noviembre de 2010, la ICTS SOCIB (MINECO-CAIB) (Tintoré *et al.*, 2013) cuenta con una estación SIRENA de monitorización costera (Nieto et al., 2010) que toma imágenes horarias de la playa desde las 06:00h a las 18:00h UTC, así como un perfilador de corrientes y oleaje direccional AWAC de Nortek a -17m. En paralelo, dos veces al año se llevan a cabo levantamientos topo-batimétricos así como una caracterización del sedimento de la playa. Las imágenes y los datos de oleaje pueden consultarse en la página web del SOCIB (http://www.socib.es).

### ADQUISICIÓN Y PROCESO DE DATOS

Mediante el sistema SIRENA (Nieto et al., 2010) cinco cámaras toman 4.500 imágenes durante los 10 primeros minutos de cada hora entre las 06:00h y las 18:00h UTC desde mayo de 2011 hasta finales de junio de 2016. De todas las imágenes se generan productos estadísticos (imagen promedio, varianza, etc.) de los cuales, en el presente estudio, sólo se utiliza el conocido como timex, que consiste en el promedio pixel a pixel de todas la imágenes obtenidas durante el período de exposición. La imagen timex será por un lado el recurso utilizado para determinar los días con presencia de banquetas y, por otro, el soporte sobre el que elaborar la cartografía automática de banquetas. Para ello, se ha desarrollado un algoritmo para obtener un producto diario indicando las zonas donde se acumulan banquetas a partir de técnicas de análisis digital de imágenes que consta de los siguientes pasos:

#### Identificación de las imágenes a procesar

Los datos de entrada parten de las bases de datos generadas a partir la aproximación descrita por Gómez-Pujol et al. (2013) para construir un inventario de eventos de acumulación y desmonte de banquetas de P. oceanica a partir de las imágenes anteriormente descritas. Esta base de datos básicamente consiste en un campo con la fecha, otro con la hora y, para cada una de las cámaras que integran el sistema, un campo en el que 1 indica la presencia de banquetas en la playa, 0 su ausencia y el código NaN que para esa fecha y hora el sistema no ha capturado ninguna imagen. A partir de la tabla con las fechas en las que hay presencia de banquetas, puesto que la salida son imágenes binarias (1 si hay banqueta, 0 si no hay), el algoritmo copia las imágenes con presencia de banquetas y las ubica en un repositorio para su posterior corrección geométrica y reclasificación.

#### Discriminación de las imágenes útiles

Para el procesado de forma manual se descartan imágenes nocturnas, reflejos, suciedad en las cámaras, etc.

#### Generación de máscaras

Uno de los principales problemas para la detección de banquetas radica en el escaso contraste entre el color de las acumulaciones de hojarasca, una sombra sobre la arena o la acumulación de hojas que en ocasiones flota a lo largo de la línea de costa. Todo ello unido a la variabilidad de la línea de costa y a su avance o retranqueo durante el año.

Las banquetas suelen presentar las tonalidades más oscuras de las imágenes por contraste en la zona costera, frente al blanco o color claro de la arena o de la espuma del oleaje, aunque también hay zonas más oscuras en otras regiones de la imagen. Así se condiciona la clasificación de regiones oscuras al dominio más cercano a la playa. El primer paso consiste en crear una máscara de mar y en identificar grosso modo la línea de costa. Puesto que el ángulo de cada cámara condiciona la imagen y los niveles digitales se han desarrollado librerías específicas de factores de corrección para cada una de las cámaras. El siguiente paso consiste en combinar la máscara de mar con las máscaras generadas para los elementos estructurales y definir una región de interés donde realizar el procesado de la imagen relativo a las banquetas

Así, para acotar la región de interés para la clasificación de los píxeles como banquetas, el algoritmo se subdivide en los siguientes pasos:

- a) Creación de un área de mar, equivalente a una línea de costa pero de menor resolución y detalle a partir de una ratio entre las bandas azul y roja de la imagen. Separa automáticamente la zona de mar de la zona terrestre.
- b) Para cada temporada turística se han digitalizado y creado máscaras específicas para identificar elementos tales como sombrillas, farolas, torres de socorristas, etc. A partir de las máscaras, se define una región de interés que excluye elementos estructurales de la imagen (torres socorrista, farolas, palmeras, etc.) que se proyectan sobre la playa en función de la fecha de las imágenes.
- c) Finalmente se crea una máscara combinando los productos de las etapas a y b, lo que acaba definiendo la región de interés final donde explorar la presencia de banquetas.

#### Clasificación automática de píxeles

Se normaliza para cada una de las imágenes horarias el histograma de la imagen y se definen los colores más oscuros como banquetas de *Posidonia oceanica*. Se aplican las máscaras que sólo incluyen los colores más oscuros dentro de la región de interés.

#### Filtro temporal de imágenes

Ante la posibilidad de que pudiera haberse clasificado erróneamente un píxel o de que se tratara de una acumulación de banquetas de carácter esporádico, se establece la condición que para que en un píxel se determine la presencia de banquetas, al menos durante tres horas consecutivas del día, en ese píxel debe haberse clasificado la imagen como 1. Así, se aplica un filtro temporal para cada píxel en el que se establece como condición que para clasificar a un píxel como 1 (presencia de banqueta) es necesario que durante la hora previa y la posterior, para esa misma posición exista banqueta. A modo de ilustración la Fig. 2 presenta un ejemplo para la cámara 1 de Cala Millor donde puede apreciarse la eficacia de la herramienta para detectar las acumulaciones de hojarasca de P. oceanica en la línea de costa.

#### Producto diario de presencia de banquetas

Como el objetivo último es obtener la máxima presencia de banquetas para un marco temporal diario, de 24h, el output final consiste en el sumatorio de todas las imágenes horarias tratadas y filtradas y en una



FIGURA 2. Ejemplos de los resultados del análisis de imágenes en Cala Millor. Las manchas moradas corresponden a la salida del algoritmo de clasificación automática de presencia de bermas vegetales de P. oceanica.

reclasificación de la imagen para obtener una matriz final binaria de ausencias (0) y presencias (1) para el máximo número de píxeles.

#### **RESULTADOS Y CONSIDERACIÓN FINAL**

La figura 3 presenta el resultado final del proceso de cartografía automática de días acumulados con presencia de bermas vegetales de P. oceanica a lo largo de la playa. Se han validado los resultados del algoritmo contrastando los resultados con la clasificación manual de las imágenes o datos de campo para algunas fechas del periodo de estudio, clasificando entre un 85 y un 99% de los píxeles correctamente.

La cartografía resultante pone de manifiesto que existen zonas en las que durante el periodo de estudio hay un mayor número de días con presencia de bermas vegetales y algunas zonas en la que la presencia es menor, pero que al menos durante 1 día del periodo de estudio hay acumulaciones de bermas vegetales en casi toda la línea de costa. Todo apunta a que existen zonas preferentes de acumulación o permanencia de las bermas vegetales y a partir de la cartografía semiautomáticas futuros trabajos podrán evaluar de una forma cuantitativa qué factores condicionan la acumulación y distribución de las bermas vegetales, y qué relación guardan con los patrones de erosiónacreción de la línea de costa.

#### REFERENCIAS

- Bouderesque, C.F., Pergent, G., Pergent-Martini, C., Ruitton, S., Thibaut, T., Verlaque, M., 2016. The necromass of the Posidonia oceanica seagrass meadow: fate, role, ecosystem services and vulnerability. Hydrobiologia, 781: 25-42.
- De Falco, G., Simeone, S., Baroli, M., 2008. Management of beach-cast Posidonia oceanica seagrass on the island of Sardinia (Italy, Western Mediterranean). Journal of Coastal Research, 24, 69-75.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Álvarez-Ellacuría, A., Terrados,
- J., Tintoré, J. (2013): Posidonia oceanica beach-cast litter in



FIGURA 3. Cartografía automática del número de días acumulados con presencia de P. oceanica durante el periodo de estudio.

Mediterranean beaches: a coastal videomonitoring study. Journal of Coastal Research SI65: 1768-1773.

- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Álvarez-Ellacuría, A., Méndez, F., Medina, R., Tintoré, J., 2007. Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. Marine Geology, 242: 235-246.
- Nieto, M.A., Garau, B., Balle, S., Simarro, G., Zarruk, G.A., Ortiz, A., Tintoré, J., Álvarez-Ellacuría, A., Gómez-Pujol, L., Orfila, A. (2010): An open source, low cost video-based coastal monitoring system. Earth Surface Processes and Landforms, 35: 1712-1719.
- Ochieng, C.A., Erftemeijer, P.L.A., (1999): Accumulation of seagrass beach cast along the Kenyan coast: a quantitative analysis. Aquatic Botany, 65: 221-238.
- Servera, J., Martín-Prieto, J.A., Rodríguez-Perea, A., (2002). Forma y dinámica de las acumulaciones de Posidonia oceanica. Su papel como elemento protector de la playa subáerea. En: Aportaciones a la Geomorfología de España en el incicio del Tercer Milenio. (Pérez-González, A., Vegas, J., Machado, M.J., eds.). Madrid: Instituto Geológico Minero, 363-369.
- Tintoré J. et al., (2013). SOCIB: The Balearic Islands Coastal Ocean Observing and Forecasting System Responding to Sciene, Technology and Society Needs. Marine Technology Society Journal, 47: 1-17.
- Vacchi, M., De Falco, G., Simeone, S., Montefalcone, M., Morri, C., Ferrari, M., Bianchi, C.N. (2017). Biogeomorphology of the Mediterranean Posidonia oceanica seagrass meadows. Earth Surface Processes and Landforms, 42: 42-54.

# Comportamiento y evolución a corto-medio plazo de un sistema de cúspides costeras en una playa mesomareal, La Victoria (Cádiz, España).

# Medium term behaviour and evolution of a beach cusps system in a mesotidal beach, La Victoria (Cádiz, Spain).

#### M. Aranda<sup>1</sup>, M. Puig<sup>1</sup>, T. Plomaritis<sup>1,2</sup> y J. Benavente<sup>1</sup>

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, CASEM, Universidad de Cádiz, Av. República Saharaui s/n, 11510 Puerto Real, Cádiz.<u>maria.arandagarcia@alum.uca.es</u>, <u>maria.puig@uca.es</u>, <u>haris.plomaritis@uca.es</u>, javier.benavente@uca.es 2 CIMA, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-135 Faro, Portugal. tplomaritis@ualg.pt

**Resumen:** El presente estudio analiza la formación y evolución de un sistema de cúspides costeras desde octubre de 2013 hasta marzo de 2014, en una playa disipativa mesomareal: La Victoria, en Cádiz (SW España). La formación de estas morfologías rítmicas, que se desarrollan en la región donde actúa el *swash*, se puede explicar por dos teorías: la teoría "de ondas borde" y la teoría de la "auto-organización".El objetivo principal del estudio ha estado centrado en identificar cuál de las dos teorías predice su formación.Los resultados obtenidos han mostrado distintos sistemas de cúspides en la playa, cuya evolución está controlada a través de: (i) la onda incidente; y (ii) la modulación de la marea.Estos resultados confirman la validez de la teoría de la auto-organización y su capacidad para predecir el espaciado de las cúspides costeras.Los valores teóricos se ajustan a las mediciones disponibles, y la mayoría de los parámetros de entrada (oleaje y mareas) afectan principalmente a la velocidad del proceso en lugar de al espaciado final. Se destaca la necesidad de mediciones a largo plazo de las diversas morfologías de playa para formular una teoría global respecto a la formación y evolución de estas cúspides.

Palabras clave: Cúspides de playa, morfodinámica costera, video-monitorización costera.

**Abstract:** The present study analyses the configuration and evolution of a beach cusps system from October 2013 to March 2014, on a dissipative, mesotidal beach: La Victoria, in Cádiz (SW Spain). The formation of these rhythmic morphologies, usually developed in the swash region, could be explained by two theories: 'standing edge waves' and 'self-organization'. The main objective of this work is to identify which of both theories is better suited to predict cusps formation. Distinct beach cusp systems were observed, with their evolution being controlled by: (i) wave forcing; and (ii) tidal modulation of the wave power at different levels of the beach. Thus they confirmed the validity of the self-organization approach and its capacity to predict beach cusp spacing. Theoretical values obtained are in fair agreement with the available field measurements, and most of the input parameters (waves and tides) primarily affecting the rate of the process rather than the final spacing. These findings highlight the need for longer-term monitoring of these diverse beach morphologies to formulate a global theory regarding beach cusp formation and evolution.

Key words: beach cusps, beach morphodynamic, coastal video monitoring.

#### INTRODUCCIÓN

Las cúspides de playa son morfologías en forma de arco que se forman a lo largo de la línea de costa. Se caracterizan por el espaciado casi uniforme entre los senos y crestas que las constituyen (Benavente et al., 2011). Se han observado en diferentes tipos de playa, pero más comúnmente en aquellas en las que la energía de las ondas incidentes es relativamente baja, y el tamaño de grano es mediano-grueso (Almar *et al.*, 2008), lo que implica pendientes relativamente elevadas y estados morfodinámicos cercanos al reflectivo, aunque no necesariamente.

Varias teorías han sido descritas para explicar la formación de estas configuraciones costeras, sin embargo, son dos de ellas las más extensamente aceptadas en la bibliografía científica(Masselink *et al.*, 2004): 'Ondas de borde' (*Standing edgewaves*) y 'auto-

organización' (*Self-organization*), formuladas por Holman and Bowen (1982).

La primera de las teorías considera que la formación de las cúspides costeras se debe a la acción incidente de la hidrodinámica de la zona, esto es, la variabilidad espacial de las ondas incidentes en la línea de costa es la que modula, en nuestro caso, el espaciado y dimensiones del sistema de cúspides costeras. La segunda teoría se relaciona con la interacción entre la morfología y la hidrodinámica en la zona de rompiente (Kumar et al., 2009). En playas disipativas el oleaje rompe y su altura decae a medida que se acerca a la playa. Esta teoría asume que la formación del sistema de cúspides se debe sobre todo al *swash* incidente.

Teniendo en cuenta esto, el presente trabajo estudia el comportamiento de las cúspides (*Beach cusps*) en una playa disipativa y mesomareal, la playa de La Victoria, durante un prolongado periodo de baja energía.

#### **ZONA DE ESTUDIO**

El área de estudio se localiza en el Golfo de Cádiz, al sureste de la Península Ibérica. La zona a estudiar, en concreto, es la playa urbana de la ciudad de Cádiz, "Playa de la Victoria" (36°52 N, 6°27 W) (Fig. 1). Dicha playa es de tipo disipativo y se caracteriza por tener una longitud de aproximadamente 3km y una anchura media cercana a 200 m. Limita al Norte con el espigón sur de la playa de Santa María del Mar y al Sur con el muro del Baluarte de Cortadura.



FIGURA 3. Localización del área de estudio.

#### METODOLOGÍA

El seguimiento de las cúspides se llevó a cabo mediante la realización de perfiles topográficos yel uso de video-cámaras. El periodo de monitorización se desarrolló entre los meses de octubre de 2013 y abril de 2014, ya que se consideró representativo parala identificación de los procesos de formación y evolución del sistema de cúspides y la cuantificación de los cambios temporales en el espaciado de las mismas.

Los levantamientos topográficos se realizaron con un GPS diferencial (RTK-DGPS), paralelos a la línea de costa y a lo largo de las crestas del sistema de cúspides; así pues, se obtuvieron valores máximos y mínimos de la elevación de las mismas. A partir de estos datos se identificaron las crestas de las cúspides (FIGURA 4) y se calculó el espaciado o distancia ( $\lambda$ medido) entre ellas.



FIGURA 4. Identificación de las crestas de las cúspides para el cálculo de las distancias.

Por otro lado, se analizó el clima marítimo y las mareas durante el período de estudio con el fin de estudiar su efecto en la posición y altura de las cúspides. Para ello, se seleccionaron los datos de la boya costera de Cádiz (Puertos del Estado) desde octubre de 2013 a febrero de 2014, y los datos de la boya profunda para los meses de marzo y abril. Para el uso de estos últimos datos fue necesaria su propagación hasta aguas someras (Puig, 2016). En cuanto a las mareas, se utilizaron los datos del anuario de mareas de 2013 y 2014 (Instituto Hidrográfico de la Marina, 2013; 2014) y se escogieron los períodos de una semana antes de cada campaña topográfica.

Con los datos de oleaje y los parámetros morfológicos de la playa se calculó el espaciado teórico entre cúspides, utilizando la teoría de ondas de borde para ondas sub-armónicas (ecuación 1) y para ondas sincrónicas (ecuación 2):

$$\lambda = \begin{pmatrix} g \\ \pi \end{pmatrix} T_i^2 \tan \beta$$
 (Ecuación 1)  
$$\lambda = \begin{pmatrix} g \\ 2\pi \end{pmatrix} T_i^2 \tan \beta$$
 (Ecuación 2)

donde  $T_{i\bar{e}}$  es el período de la onda incidente y tan  $\beta$  la pendiente de la playa, que se calculó mediante la realización de perfiles topográficos transversales a la línea de costa. No obstante, en las campañas en las que no se dispuso de este tipo de perfiles se hicieron estimaciones sobre los transectos paralelos de las cúspides, midiendo distancia y desnivel entre el punto más alto del intermareal y el más bajo registrado.

El espaciado teórico de las cúspides también se calculó mediante la teoría de la auto-organización, que viene expresada por (Werner y Fink, 1993):

#### $\lambda = fS$ (Ecuación 3)

Dónde f es un parámetro geométrico que se encuentra entre 1 y 3 (para este trabajo se ha utilizado f= 1.5; Dean & Maurmeyer, 1980), y S corresponde a las dimensiones del flujo. Para su cálculo, se midióel rango de actuación del swash sobre las imágenes georreferenciadas (FIGURA 5). La toma de estas imágenes se realizó mediante un sistema de videomonitorización instalado en la azotea de un edificio situado frente a la playa. La elevación de dichas cámaras es de aproximadamente 35 metros sobre el nivel del mar y su sistema consta de 3 videocámaras Vivotek IP7160 de 2Mp y un PC con acceso permanente a internet. El procesamiento de dichas imágenes se hizo con el sistema ORASIS (Vousdoukas, 2012), considerando únicamente las de la cámara situada de manera frontal a la playa.



FIGURA 5. Ejemplo de la medición del flujo (S) sobre una imagen georreferenciada.

Además, se utilizaron las imágenes de pleamar con el fin de realizar una medición lo más clara posible de las dimensiones del flujo y coincidir a su vez con la posición de las cúspides. Cabe señalar que la fecha de estas imágenes no coincidió exactamente con los días de las campañas topográficas, debido a problemas técnicos, si bien correspondieron a días muy próximos (2-3 días anteriores o posteriores al día de las campañas).

Por último, se calculó el error relativo asociado a cada una de las mediciones para comprobar a cuál de las dos teorías se ajustan mejor los datos medidos.

$$\varepsilon = \frac{|\lambda \text{ tebrico} - \lambda \text{ medido}|}{\lambda \text{ medido}} (\text{Ecuación 4})$$

### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

#### Evolución del sistema de cúspides

La Fig. 4 muestra la posición y altura del sistema de cúspides durante los días de las campañas topográficas.En ella se observa como tanto la posición respecto al nivel del mar como el espaciado de las cúspides varía a lo largo de las diferentes campañas, oscilando desde las más bajas y pequeñas en enero y febrero a las más altas y espaciadas en abril. Además, se aprecia como el sistema de cúspides se desplaza a lo largo del perfil de la playa. En los primeros meses se desarrolla en la parte central de la misma (3,5-4,5 m de altura), desplazándose hacia la parte inferior (3 m de altura), a medida que tienen lugar los periodos de mayor energía de oleaje. Durante este período energético la playa se erosiona y el sistema de cúspides desaparece para, posteriormente, formarse en una zona más baja.



FIGURA 6. Cota (eje y) respecto al cero hidrográfico y espaciado (eje x) del sistema de cúspides medidos con el DGPS.

Las dos últimas campañas topográficas muestran una altura del sistema de cúspides superior incluso a las campañas del primer período de 2013 (4,5 – 6 m de altura, aproximadamente). En este caso el sistema se fue desplazando transversalmente hacia la parte superior, hasta que tuvo lugar un temporal de gran intensidad a finales de abril que erosionó la playa e hizo que el sistema de cúspides desapareciera.

Teniendo en cuenta los factores analizados, se puede afirmar que la energía del oleaje es el factor principal en la evolución de las cúspides, si bien, es la suma de todos los factores incidentes la que modula la posición y espaciado de este sistema de cúspides.

#### Espaciado del sistema de cúspides

Los valores medios del espaciado medido y teórico se recogen en las tablas I, II y III, junto con el error relativo asociado.

Ondas de borde	λ(teórico) (m)	λ(medido) (m)	ε relativo (%)
17/10/2013	17,54	26,93	34,86
11/11/2013	7,7	25,13	69,35
11/12/2013	12,38	25,76	52,76
10/01/2014	23,31	21,44	8,72
24/02/2014	23,45	40,46	42,04

TABLA I. Espaciado medio entre crestas consecutivas obtenidas mediante la ecuación de ondas sub-armónicas (teórico) y las topografías (medido). La columna de la derecha indica el error relativo asociado.

Ondas de	λ(teórico)	λ(medido)	ε relativo
borde	(m)	(m)	(%)
17/10/2013	8,77	26,93	67,43
11/11/2013	3,85	25,13	84,67
11/12/2013	6,19	25,76	75,97
10/01/2014	11,65	21,44	45,66
24/02/2014	11,72	40,46	71,03

TABLA II. Espaciado medio entre crestas consecutivas obtenidas mediante la ecuación de ondas sincrónicas (teórico) y las topografías (medido). La columna de la derecha indica el error relativo asociado.

Auto-	λ(teórico)	λ(medido)	εrelativo
organización	(m)	(m)	(%)
17/10/2013	25,06	26,93	6,94
11/11/2013	27,98	25,13	11,34
11/12/2013	17,47	25,76	32,18
10/01/2014	18,15	21,44	15,34
24/02/2014	35,07	40,47	13,34

TABLA III. Espaciado medio entre crestas consecutivas obtenido mediante la ecuación 3 (teórico) y las topografías (medido). La columna de la derecha indica el error relativo asociado.

Cabe destacar que los resultados de las dos últimas campañas, de abril de 2014, no aparecen reflejados puesto que tuvo lugar un temporal dilatado en el tiempo, que imposibilitó el cálculo de 'S' sobre las imágenes. El error relativo refleja que la formación del sistema de cúspides de la playa de La Victoria se puede explicar a través de la teoría de auto-organización. Según Kumar et al. (2009), esta teoría se relaciona con las olas que rompen en una playa disipativa y fluyen hacia la costa, es decir, tiene en cuenta la energía del oleaje incidente y, además, la morfología de la playa. Por tanto, la formación de las cúspides del área de estudio se encuentra condicionada por el recorrido y la energía del swash. Esta influencia se ha observado durante el mes X cuando las condiciones de mar de fondo dieron lugar a mayores recorridos de swash v favorecieron la formación de estos sistemas en la parte superior de la playa. Asimismo, se ha visto reflejado cada vez que los temporales han eliminado las cúspides o modificado su morfología. Por último, la marea también influye en la formación de las cúspides, aunque en menor medida.

#### CONCLUSIONES

En este estudio se ha comprobado que la formación del sistema de cúspides de la playa de La Victoria viene descrita por la teoría de auto-organización.

Las topografías han proporcionado datos de la posición y altura del sistema de cúspides así como del espaciado entre las crestas que lo componen. A partir de estos datos, habiéndolos comparado con los datos de agitación anterior y posterior al día de las campañas, se ha podido comprobar que el oleaje es un componente fundamental en el desarrollo de estas morfologías.

Por último, es importante resaltar el hecho de que las técnicas de video-monitorización costera son una fuente de información muy útil para hacer un seguimiento de la evolución a corto, medio y largo plazo de las playas, con información continua del estado de las mismas.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al grupo RNM-328 del PAI, y a los proyectos RNM-6547 y GERICO (CGL 2011-25).

#### REFERENCIAS

- Almar, R., Coco, G., Bryan, K. R., Huntley, D. A., Short, A. D. y Senechal, N. (2008): Video observations of beach cusps morphodynamics. *Marine Geology*, 254(3-4): 216-223.
- Benavente, J., Harris, D. L., Austin, T. P. y Vila-Concejo, A. (2011): Medium term behavior and evolution of a beach cusps system in a low energy beach, Port Stephens, NSW, Australia. *Journal of Coastal Research*. 64: 170-174..
- Dean, R. G. y Maurmeyer, E. M. (1980). Beach cusps at Point Reyes and Drakes Bay beaches, California.
  En: *Proceedings 17<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engineering.* 863-884. Am. Soc. Coastal Eng., Copenhagen.
- Holman, R. A. y Bowen, A. J. (1982). Bars, bumps, and holes: Models for the generation of complex beach topography. *Journal of Geophysical Research*. 87: 457-468.
- Instituto Hidrográfico de la Marina (2013, 2014). Anuario de Mareas. *Instituto Hidrográfico de la Marina*, Gobierno de España.
- Kumar, A. S. V. V., Prasad, K. V. S. R. y VenkataRamu, Ch. (2009). Short Term Variability of Beach cup Parameters Due to Wave and Tidal Action. *International Journal of Oceans and Oceanography*.3(1): 1-17.
- Masselink, G., Russel, P., Coco, G. y Huntley, D. (2004). Test of edge wave forcing during formation of rhythmic beach morphology. *Journal of Geophysical Research*. 109.
- Puig, M. (2016). Análisis de las variables que controlan la evolución de la costa a corto-medio plazo. Aplicación a la Bahía de Cádiz. Tesis Doctoral, Univ. de Cádiz, 203 p.
- Vousdoukas, M. I. (2012). Erosion/accretion patterns and multiple beach cusps systems on a meso-tidal, steeply-sloping beach. *Geomorphology*.141-142: 34-46.
- Werner, B. T. y Fink, T. M. (1993): Beach cusps as self-organized patterns. *Science*. 260: 968-970.

### Retroceso de las dunas costeras en el litoral catalán a lo largo del último siglo.

Setback of coastal dunes on the Catalan Shoreline over the last century.

#### C. Garcia-Lozano<sup>1</sup>, J. Pintó<sup>2</sup> y J. Daunis-i-Estadella<sup>3</sup>

1\* Dpto. Geografía, Laboratorio de Análisis y Gestión del Paisaje (LAGP), Universidad de Girona, Pl. Ferrater Mora, 1, 17004 Girona (Catalunya). alracgalo@gmail.com

2 Dpto. Geografía, LAGP, Universidad de Girona, Pl. Ferrater Mora, 1, 17004 Girona (Catalunya). josep.pinto@udg.edu

3 Dpto. de Informática, Matemática Aplicada i Estadística, Universidad de Girona, Escuela Politécnica Superior, Campus Montilivi, 17003 Girona (Catalunya). pepus.daunis@udg.edu

**Resumen:** El objetivo de este trabajo es cuantificar mediante métodos de ecología histórica los cambios ocurridos en los sistemas dunares del litoral catalán a lo largo del último siglo. Se han analizado más de 2000 fotografías de primera mitad se siglo y se han clasificado los cambios según el tipo de transformación observado: (a) dunas desaparecidas, (b) dunas que han disminuido de extensión y (c) dunas que presentan cambios poco significativos. Mediante un análisis de correspondencias múltiples (ACM) se relaciona el tipo de cambio en el sistema dunar con parámetros de tipo ambiental: grado de protección de la playa (según la clasificación de la IUCN) y tipo de costa (rocosa o baja). Los resultados reflejan que en el 90% de las playas estudiadas las dunas han desaparecido o han disminuido su extensión. La pérdida de hábitat dunar se concentra en los espacios sin protección especial o con un grado de protección muy bajo. Asimismo, los cambios más significativos se concentran en las zonas de costa baja, mientras que las costas rocosas presentan menores cambios, aunque las dunas que encontramos aquí son en general mucho menos desarrolladas que las dunas situadas en costas abiertas y largas.

Palabras clave: sistema playa-duna, dunas costeras, ecología histórica, pérdida de hábitat dunar, costa catalana.

Abstract: The aim of this study is to assess the changes occurred over the last century along the Catalan Shoreline using historical ecology methods. It has been consulted more than 2000 photographs from the first half of the 20th century and it has been classified the changes according to the type of transformation: (a) disappeared dunes, (b) dunes that have become smaller in size and (c) dunes that have undergone few changes. Multiple Correspondence Analysis (MCA) has used to analyse the relationship between the type of change and other environmental variables: degree of protection (according to IUNC classification) and type of coast (cliffed or low-lying). The results show that in 90% of assessed beaches dunes have disappeared or have become smaller in size. Loss of dune habitat is mainly located in non-protected areas or in areas with low protection. Likewise, more significant changes are located in lowlying coast zones, meanwhile cliffed coasts show few changes, although dunes located there are in general less developed than dunes located in low-lying coasts.

Key words: Beach-dune systems, coastal dunes, historical ecology, loss of dune habitat, Catalan shoreline.

#### INTRODUCCIÓN

Las dunas costeras constituyen una parte esencial de los sistemas playa-duna puesto que desempeñan múltiples funciones ambientales y sociales (Sardá et al., 2012). Los sistemas dunares actúan como repositorio de biodiversidad de plantas y animales que tienen su hábitat exclusivo en las dunas (Pintó et al. 2014), mientras que al mismo tiempo protegen los bienes materiales localizados a lo largo de la línea de costa de los temporales de mar. Su importancia ha llevado a estos espacios a ser reconocidos como Hábitats de Interés Comunitario (HIC) por la Directiva Hábitats 92/43/EEC (European Commission, 1992; European Commission, 2007). Pero a pesar de su grado de protección y de las distintas funciones que desempeñan, los espacios dunares han sido infravalorados y percibidos como un problema tradicionalmente, lo que los ha llevado a una drástica disminución de su cualidad geomorfológica y ecológica en las últimas décadas a lo largo de todo el continente europeo (European Commission, 2008).

En este trabajo se cuantifican los cambios ocurridos en los sistemas dunares del litoral catalán a lo largo del último siglo y se relacionan dichos cambios con parámetros de tipo socioambiental: grado de protección de espacios naturales y tipología de costa (costa alta/rocosa o costa baja).



FIGURA 1. Área de estudio.

Este análisis se ha llevado a cabo a lo largo de los casi 600 km de costa catalana, des del Cap de Creus hasta el Delta del Ebro.

Desde el punto de vista geológico, el litoral catalán se puede clasificar en dos grandes segmentos: desde el Cap de Creus a la ciudad de Barcelona y desde este punto hasta el Delta del Ebro. Hacia el norte, predominan los materiales graníticos con abundancia de pizarras y esquistos, mientras que del Delta del Llobregat hacia el sur predominan los materiales calizos. Este cambio en la litología hace que en la mitad norte del área de estudio predominen las arenas gruesas y medias, mientras que a la mitad sur abunden arenas finas (Fig. 1).

En Catalunya se pueden encontrar más de 850 playas de distintas dimensiones y tipologías, de las cuales unas 110 presentan algún tipo de morfología dunar (Garcia-Lozano y Pintó, 2017). Las dunas que hoy existen en el litoral catalán no se pueden comparar con los sistemas dunares que encontramos a lo largo del continente europeo, donde hay más aporte sedimentario y los vientos son más favorables para su desarrollo.

#### **METODOLOGÍA Y RESULTADOS**

Para determinar la presencia histórica de dunas en el pasado se han utilizado métodos de ecología histórica como la observación de fotografía histórica convencional y aérea (Figs. 2 y 3). Se han analizado más de 2000 fotografías convencionales y más de 600 fotografías aéreas de la primera mitad de siglo XX. También se ha consultado la serie A y B del Vuelo Americano (1946-47 y 1956-57) en blanco y negro que cubre la superficie total del litoral catalán a escala 1:33.000.



FIGURA 2. Vista de la playa de Santa Cristina (Costa Brava sur) entre 1910-1940 (A) y en 2017 (B).



FIGURA 3. Vista aérea de playa de La Casa dels lladres (Costa Daurada sur) en 1956 (A) y en 2017 (B).

La información extraída de las fuentes fotográficas históricas nos ha permitido reconstruir la presencia de los sistemas dunares durante la primera mitad del siglo pasado y compararla con el estado actual de las dunas a fin de cuantificar y tipificar los cambios.

La presencia/ausencia actual de las dunas en el litoral catalán se ha determinado mediante la fotointerpretación de ortofotomapas de alta resolución (escala 1:25.000 y 1:1.000) obtenidos durante la primavera y el verano de 2014 y 2015 por el Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. Este análisis se ha complementado con distintas campañas de trabajo de campo (entre 2013 y 2016) para determinar con exactitud la presencia y dimensiones actuales de la duna.

La Fig. 4 muestra la evolución histórica de los paisajes dunares del litoral catalán según el tipo de transformación: (a) dunas desaparecidas, (b) dunas que han disminuido de extensión y (c) dunas que presentan cambios poco significativos. Más del 60% de las dunas identificadas a principios de siglo XX han desaparecido, mientras que el 30% se han reducido en extensión y solo el 10% presentan cambios menores.



FIGURA 4. Playas con dunas a primera mitad de siglo XX. Tipo de transformación según el estado actual de la duna.

Posteriormente, mediante un análisis de correspondencias múltiples (ACM) se ha estudiado la relación entre los tipos de transformación (a, b y c) con dos variables ambientales que parcialmente pueden explicar dicho cambio: el tipo de costa (costa alta/rocosa - costa baja) y el grado de protección de cada playa según la International Union for Conservation of Nature (IUCN) (Ia - Ib - II - III - IV -V - VI - no protegido). La Fig. 5 señala que las áreas sometidas a pocos cambios están relacionadas con algún tipo de protección natural (bloque A – Fig. 5); las dunas que han desaparecido están relacionadas con

playas sin protección (bloque B – Figura 5) y las dunas que han disminuido de extensión presentan una correlación notable con áreas de protección media o baja (bloque C – Fig. 5) (IV y V según la clasificación de la IUCN).



FIGURA 5. Análisis de correspondencias múltiples (ACM) entre el tipo de transformación (dunas desaparecidas/dunas que han disminuido de extensión/dunas con cambios poco significativos), el tipo de costa (costa rocosa o baja) y el grado de protección según la clasificación de la IUCN (Ia/Ib/II/II/IV/V/VI/no protección).

El ACM también evidencia que las dunas desaparecidas y los espacios de costa baja (bloque B – Fig. 5) están relacionados; mientras que las dunas con cambios poco significativos y las zonas de costa rocosa o alta (bloque C – Fig. 5) también muestran una clara relación.

#### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el pasado las dunas costeras alcanzaban grandes dimensiones a lo largo de la costa catalana, especialmente alrededor de los deltas de los ríos más importantes o sus planicies aluviales, donde los vientos fuertes soplan con frecuencia. Este era el caso de la llanura aluvial del Empordà o del Bajo Ter, donde el viento de *Tramuntana* es fuerte y abundante y dónde encontramos los ríos Fluvià y Ter. Asimismo, en el Delta del río Ebro los fuertes vientos de *Mestral* originaron los sistemas dunares más bien desarrollados de la región. Finalmente, en el pasado encontramos ejemplos de dunas bien desarrolladas en el Delta del Llobregat y, en menor medida, en el Delta del río Tordera.

En las últimas décadas, la mayoría de estas dunas (más del 60%) han desaparecido o han reducido notablemente su extensión (30%), mientras que sólo el 10% presentan un aspecto muy parecido al de décadas atrás (Fig. 4). La mayoría de dunas que han desaparecido se encuentran en la provincia de Barcelona, seguida por la provincia de Girona, mientras que Tarragona es la región con menos cambios en los sistemas dunares. Cabe destacar que los municipios de la región metropolitana de Barcelona concentran el 75% de la población total de Catalunya, mientras que la costa de la provincia de Girona (Costa Brava) es uno de los destinos más importantes para el turismo del noroeste del mar Mediterráneo.

El análisis de correspondencias múltiples (ACM) muestra que las áreas sometidas a pocos cambios están relacionadas con algún tipo de protección natural (bloque A – Fig. 5). Nos referimos a la Bahía de Roses, la Bahía del Bajo Ter, el Delta del Llobregat y el Delta del Ebro. En cambio, las dunas que han desaparecido están relacionadas con playas sin protección, mayormente ubicadas en la Costa Brava, el Maresme y el norte de la Costa Daurada (bloque B – Fig. 5). Finalmente, las dunas que han visto reducida su extensión presentan una correlación notable con áreas de protección media o baja (bloque C – Fig. 5). Encontramos ejemplos de esto en el norte de la Costa Brava, el Delta del Llobregat, la Costa Daurada y el Delta del Ebro.

Finalmente, el ACM señala que los cambios más significativos se concentran en las zonas de costa baja, mientras que las costas rocosas presentan menores cambios (bloque A - Fig. 5). El acceso con vehículo contribuye a la perdida de hábitat dunar puesto que favorece la frecuentación turística, sobretodo en ambientes urbanos donde se prioriza el uso recreacional y turístico de la playa. La limpieza mecánica de las playas, la ubicación de servicios y equipamientos en la playa destinados al turismo y la falta de pasarelas aéreas dificultan la recuperación del hábitat. En cambio, las dunas situadas en costas rocosas presentan cambios menores ya que el poco acceso ha protegido las playas de la gestión destinada a preparar la playa para los usos turísticos y de recreación. No obstante, las dunas de costas rocosas son dunas escalantes (Garcia-Lozano y Pintó, 2017), tipología mucho menos desarrollada que las dunas situadas en costas abiertas y largas.

#### AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha llevado a cabo dentro del marco de trabajo del proyecto MevaPlaya+ financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad bajo el contrato CGL2013-49061-C-3-R.

#### REFERENCIAS

- European Commission (1992). Council Directive 92/43/EEC on the conservation of natural habitats and of wild fauna and flora. *Official Journal L.*, 206: 7-50.
- European Commission (2007). Interpretation Manual of European Union Habitats. *EUR 27*.
- European Commission (2008). European Commission, 2008. Article 17 Technical Report 2001-2006. European Topic Centre on Biological Diversity
- Garcia-Lozano, C. y Pintó, J. (2017). Current status and future restoration of coastal dune systems on the Catalan shoreline (Spain, NW Mediterranean Sea). *Journal of Coastal Conservation*, Doi: 10.1007/s11852-017-0518-4
- Pintó, J., Martí, C. y Fraguell, R.M. (2014). Assessing current conditions of coastal dune systems of Mediterranean developed shores. *Journal of Coastal Research*, 30(4): 832-842. Doi: 10.2112/JCOASTRES-D-13-00116.1
- Sardá, R., Pintó, J. y Valls, J.F. (eds) (2012) *Hacia un nuevo modelo integral de gestión de playas*. Documenta Universitaria, Girona.

# Eficiencia del uso de drones en la evaluación de cambios costeros: primeros resultados en la playa de Camposoto (San Fernando, SO de España).

# *Efficiency of drones use for assessing coastal changes: first results at Camposoto beach (San Fernando, SW Spain)*

#### L. Talavera<sup>1</sup>, L. del Río<sup>1</sup>, J. Benavente<sup>1</sup>, L. Barbero<sup>1</sup> y J.A. López-Ramírez<sup>2</sup>

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz 11510 Puerto Real (Cádiz). 2 Dpto. Tecnologías del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, University of Cádiz 11510 Puerto Real (Cádiz). lara.talavera@uca.es, laura.delrio@uca.es, javier.benavente@uca.es, luis.barbero@uca.es, juanantonio.lopez@uca.es

**Resumen:** El reciente uso de vehículos aéreos no tripulados (RPAS en el acrónimo inglés más utilizado), los avances en fotogrametría digital y su combinación con algoritmos de "*Structure from Motion*" (SfM), permiten monitorizar playas y dunas a escalas espacio - temporales significativamente amplias, con una mayor precisión y versatilidad, y con relativamente menor coste que las técnicas tradicionales de fotogrametría empleadas hasta la fecha en estudios de geomorfología costera. Con el objetivo de evaluar la respuesta de una sección de la flecha de Sancti Petri, situada en el municipio de San Fernando (Cádiz), ante la acción de los temporales, en este trabajo se expone la metodología a seguir con un octocóptero FV-8 de Atyges y una cámara RGB Sony Alfa 7 de 24 Mpx. Ésta incluye aspectos tales como: la planificación de vuelo, la adquisición de imágenes, calibración y georreferenciación de las mismas, la creación de nube de puntos y la reconstrucción de Modelos Digitales de Elevaciones (MDE) y ortomosaicos, antes y después del temporal. Parámetros tales como el porcentaje de solape entre las imágenes durante el vuelo o la adecuada cantidad y distribución de puntos de control sobre el terreno, entre otros, resultan clave para garantizar el éxito del proyecto y la reconstrucción precisa de los productos fotogramétricos deseados. Su comparación permitió identificar procesos de erosión y acreción en la playa y dunas de la zona con una precisión centimétrica, demostrando el gran potencial que la tecnología de RPAS aporta a los estudios de monitorización costera.

Palabras clave: Drones, geomorfología costera, monitorización costera, MDE, Structure from Motion.

Abstract: The recent use of Remotely Piloted Aircraft Systems (RPAS) and the digital photogrammetry developments, in combination with Structure from Motion (SfM) algorithms, allow beach and dune monitoring under a wider temporal and spatial scales, with an improved precision and versatility, and in a better cost-effective way compared with the traditional photogrammetry techniques applied in coastal geomorphology. Aiming to assess the response of the Sancti Petri spit, located in the municipality of San Fernando (Cádiz, Spain) against storm events, this work shows the workflow to follow using an Atyges FV-8 octocopter mounted with a 24 Mpx Sony alfa 7 Full frame sensor RGB camera. The workflow includes the following steps: flight planning, image acquisition, calibration and georeferencing, point cloud generation and reconstruction of Digital Elevation Models (DEMs) and mosaics, before and after the storm. The percentage of longitudinal and lateral overlap between images during the flight or the number and distribution of GCPs in the field, among others, are key parameters to guarantee the project success and the precise reconstruction of the photogrammetric products of interest. Their comparison allowed the identification of erosion and accretion processes at the study site with a centimeter precision, demonstrating the enormous potential of the RPA

Key words: Drones, coastal geomorphology, coastal monitoring, DEM, Structure from Motion.

#### INTRODUCCIÓN

Las técnicas de fotogrametría empleadas habitualmente en estudios de morfodinámica litoral a menudo son incapaces de registrar procesos costeros de interés con la suficiente resolución espacio-temporal y/o precisión, o conllevan unos costes difícilmente asumibles a niveles técnicos y económicos. Sin embargo, la utilización conjunta de RPAS (Remotely Piloted Aircraft Systems) y nuevas técnicas automáticas de fotogrametría digital denominadas SfM (Structure from Motion), suponen un abaratamiento de tales costes, así como una mejora en la precisión de los productos fotogramétricos finales, como son

ortomosaicos y Modelos Digitales de Elevaciones (MDEs).

Por ello, y para contribuir a demostrar el potencial de esta tecnología RPA en la evaluación de cambios costeros, este trabajo describe la metodología que se debe emplear para reconstruir los MDEs de un sistema playa-duna, antes y después del paso de un temporal a partir de imágenes tomadas con RPAS.

#### Antecedentes

La calidad de las reconstrucciones topográficas a partir de imágenes obtenidas con RPAS y técnicas SfM ha sido probada exitosamente en una gran variedad de ambientes, incluidos los sistemas costeros (Mancini et al., 2013; Wheaton et al., 2010). El grado de detalle que proporcionan ha llevado a que diferentes grupos de investigación en todo el mundo incorporen RPAS para múltiples aplicaciones costeras: análisis de la respuesta de playas y dunas ante diferentes temporales (Gonçalves y Henriques, 2015; Pérez-Alberti et al., 2015; Turner et al., 2016), modelado y cálculo de parámetros como el *run-up* (Casella et al., 2014) o clasificación y cartografía de morfologías costeras (Papakonstantinou et al., 2016). Estos estudios coinciden en resaltar la adecuación de los RPAS a las demandas y necesidades que exige la monitorización y gestión en las zonas litorales.

#### Zona de estudio

El sistema playa-duna de Camposoto (Fig. 1) pertenece a la flecha litoral de Sancti Petri, situada en el municipio de San Fernando (Cádiz). Es una zona de baja energía, caracterizada por un régimen mesomareal semidiurno; la flecha presenta una extensión de 5 km en dirección NNW-SSE y se encuentra afectada por procesos de rotura y desbordamientos que demuestran el retroceso del sistema (Del Río et al., 2012). El control principal del retroceso se asocia a una combinación de oleajes energéticos con mareas astronómicas y meteorológicas. Por otro lado, la morfología intermedia-disipativa de la playa favorece la penetración del oleaje más energético, lo que provoca el debilitamiento del cordón dunar (Benavente et al., 2012), especialmente durante los temporales de invierno como el grupo de tormentas acaecido en el período comprendido entre el 21 diciembre de 2009 y 15 enero de 2010, caracterizado por una altura de ola significante media de 4,3 m con vientos sostenidos durante aproximadamente 3 semanas y con picos de tormenta coincidentes con condiciones de mareas vivas (Benavente et al., 2013).

#### METODOLOGÍA

A diferencia de las técnicas de fotogrametría digital tradicionales, cuyo requisito imprescindible es la definición precisa de los parámetros internos (distancia focal, distorsión de la lente, punto principal, etc.) y externos (posición y orientación) de la cámara en la adquisición de las imágenes, en las técnicas de SfM, las irregularidades en la trayectoria que sigue el RPA, así como las variaciones en la altura y/o la actitud de la cámara durante el vuelo, constituyen un beneficio para los *software* de procesado de las imágenes obtenidas.



Pix4D, *software* de procesado elegido para este trabajo, analiza el contenido visual de las imágenes en busca de puntos homólogos, cuyo tamaño y distancia (información 2D) varía de una imagen a otra debido al movimiento de la cámara durante el vuelo. Estas diferencias permiten al *software* triangular cada uno de los puntos identificados a través de las distintas imágenes en las que se encuentran presentes y calcular automáticamente su posición tridimensional, construyendo una nube de puntos

### FIGURA 1. Localización de la zona de estudio. (Imagen de fondo: Google Earth).

aislados. A partir de ésta, Pix4D crea una red de triángulos utilizando algoritmos basados en la triangulación de Delaunay, a partir de la cual se generan los MDEs y ortomosaicos.

Al igual que en la fotogrametría tradicional, uno de los factores que en mayor medida afecta al número de puntos homólogos emparejados, y en consecuencia, a la precisión de la reconstrucción estereoscópica, es el porcentaje de solape longitudinal y transversal existente entre las imágenes en el momento de su captura. Es por ello que la planificación inicial de los parámetros de vuelo (solape longitudinal y transversal, altura y velocidad de vuelo) y de la cámara (distancia focal) comprometen de manera directa el éxito de un proyecto. Otro de los aspectos clave, sobre todo para realizar comparativas multitemporales de una zona cambiante en el tiempo (como en el presente estudio), lo constituye la inclusión de puntos de apoyo en el terreno. Estos puntos, conocidos como GCPs (Ground Control Points), son necesarios para posicionar, escalar y orientar los modelos.

Para la consecución de este trabajo se realizaron dos vuelos mediante un octocóptero FV-8 de Atyges de 8 Kg de peso máximo al despegue, equipado con una cámara RGB Sony 7 alfa de 24 Mpx, con una focal de 28 mm. La metodología de trabajo seguida se describe a continuación.

### Planificación de los vuelos y adquisición de imágenes

vuelos se planificaron Ambos con una configuración en rejilla a 120 metros de altura y una velocidad de 5 m/s, con un solape longitudinal y transversal entre imágenes del 85 y 70%, respectivamente, para obtener un GSD (Ground Sampling Distance) o tamaño de píxel en la imagen de aproximadamente 2,5 cm. Un total de 27 y 30 GCPs se utilizaron para el primer y segundo vuelo, respectivamente. Éstos fueron distribuidos uniformemente sobre el terreno y sus coordenadas planimétricas y altimétricas fueron medidas con un DGPS-RTK de Leica. Ambos vuelos se realizaron durante condiciones de bajamar.

Procesado y obtención de productos fotogramétricos

128

El procesado de imágenes se realizó con el *software* Pix4D. La secuencia de trabajo que emplea hasta obtener los modelos digitales de superficie y otros productos fotogramétricos de interés está en gran parte automatizada, siendo la introducción y marcado de los GCPs en las imágenes el paso que ha de realizarse semi-manualmente. Los archivos de entrada necesarios para el procesado son las imágenes georreferenciadas con las coordenadas del GPS a bordo del RPA, así como las coordenadas de los GCPs.

#### Evaluación de la calidad de los modelos

La precisión de los MDEs reconstruidos fue estimada mediante los denominados puntos de verificación, también conocidos como *checkpoints* (CPs), cuyas coordenadas obtenidas en campo con GPS-RTK se comparan con la altura de los MDEs en esos mismos puntos, mediante la utilización de ArcGIS. En este trabajo, un total de 121 y 2407 CPs fueron utilizados para estimar el error vertical del MDE 1 y MDE 2, respectivamente.

#### Análisis de erosión y depósito de sedimento

Los cambios morfológicos ocasionados tras el temporal se estimaron comparando las elevaciones entre los dos MDEs mediante la herramienta *Minus* del *Spatial Analyst Tool* en ArcGIS, obteniéndose así el correspondiente DoD (*DEM of Difference*) de la zona.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Se obtuvieron un total de 333 imágenes para el vuelo 1, y 322 para el vuelo 2. Con respecto al error vertical asociado a cada modelo digital, el MDE 1 presentó un ECM (Error Cuadrático Medio) en altura de 6,33 cm, mientras que el ECM correspondiente al MDE 2 fue de 8,64 cm. El elevado solape entre imágenes y la óptima distribución y número de GCPs sobre el terreno contribuyeron a minimizar los errores y mejorar la precisión vertical de los modelos. Sin embargo, el bajo contenido visual de la arena y la presencia de agua en las zonas del intermareal bajo influyen negativamente en la calidad de las reconstrucciones.

Tras el análisis de DoD se identificaron procesos de erosión de las dunas situadas en la boca de un abanico de desbordamiento. En concreto, el escarpe de las dunas en algunos puntos llegó a ser de 1,2 m. De igual manera se produjo depósito de sedimento a lo largo del canal, llegando a alcanzarse en algunos puntos valores máximos de en torno a 0,4 m (Fig. 2).





FIGURA 2. (a) Localización de la boca del abanico de desbordamiento en el mosaico creado en Pix4D. (b) DoD mostrando en rojo la erosión y en azul el depósito de sedimento. (c) Escarpe en la duna presente en la boca del abanico de desbordamiento.

El grado de precisión de esta metodología en la identificación de procesos de erosión y acreción tras la comparación de los modelos se considera idóneo para la evaluación de cambios costeros y estudio del comportamiento de la zona. Cabe destacar, que pese a tratarse de un temporal de bajas condiciones energéticas (63 horas de duración con una altura de ola máxima de 2,6 m, coincidente con mareas vivas de 3,12 m sobre el datum), produjo cambios bastante significativos, entre ellos la reactivación del abanico de desbordamiento presente en la zona, revelando así la vulnerabilidad del sistema frente a la futura acción de temporales de mayor magnitud.

#### CONCLUSIONES

Este trabajo contribuye a demostrar la eficacia de la tecnología RPA en la adquisición de datos topográficos y elaboración de MDEs lo suficientemente precisos como para permitir estudiar en detalle la respuesta de los sistemas ante distintos forzamientos. Es por ello que los RPAS constituyen una herramienta de monitorización óptima en estudios de geomorfología litoral y gestión de costas.

A pesar de las indudables ventajas que presenta esta metodología, como son: la relativamente rápida adquisición y procesado de las imágenes, el alto grado de automatismo en la reconstrucción de los modelos y la gran precisión de los mismos, se requiere de una meticulosa planificación inicial que compromete por completo el éxito del proyecto final. Esto incluye la elección correcta de los parámetros de vuelo y de la cámara, la recarga de baterías y cuidado de todos los aparatos electrónicos implicados y su correcto funcionamiento, así como las numerosas comprobaciones previas al vuelo. Otros inconvenientes del empleo de RPAS lo constituyen los permisos de vuelo necesarios para integrar la aeronave en el espacio aéreo y en especial en zonas de espacio aéreo restringidas, así como las condiciones meteorológicas, especialmente la lluvia y el viento.

Cabe destacar también la utilidad de los datos que proporcionan para la calibración de modelos numéricos, necesarios para realizar simulaciones y aumentar la capacidad de predicción de futuros escenarios, como pueden ser el ascenso del nivel medio del mar o el incremento de la frecuencia y magnitud de los temporales. Además, resultan la herramienta idónea en casos en los que se necesite llevar a cabo una rápida evaluación de daños, por ejemplo, tras una inundación, fuerte tormenta o incluso un tsunami. De igual manera, los ortomosaicos derivados de imágenes tomadas con RPAS permiten actualizar la cartografía ya existente de zonas costeras, permitiendo diferenciar en mayor detalle los distintos ecosistemas, morfologías y elementos de interés.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo cuenta con el apoyo de la beca doctoral EMAS (doctorado conjunto *Earth and Marine Sciences* entre la Universidad de Cádiz y la Universidad de Ferrara). Asimismo, es una contribución al proyecto ADACOSTA (CGL2014-53153-R), los grupos de investigación RNM-328 y RNM-160 del Plan Andaluz de Investigación (PAI), el proyecto RNM-6547 financiado por el gobierno regional de Andalucía y el Servicio de Drones de la Universidad de Cádiz.

#### REFERENCIAS

- Benavente, J., Martínez, J.A., Gracia, F.J., Reyes, J.L. y Del Río, L. (2012): Procesos de desbordamiento en la flecha litoral de Sancti-Petri (Bahía de Cádiz): Riesgos asociados. En: *Estudios recientes en Geomorfología* (Serrano, E., García de Celis, A., eds.). Universidad de Valladolid, Valladolid, 23-32.
- Benavente, J., Del Río, L., Plomaritis, T.A. y Menapace, W. (2013): Impact of coastal storms in a sandy barrier (Sancti Petri, Spain). *J. Coastal Res.* SI, 65-113.
- Casella, E., Rovere, A., Pedroncini, A., Mucerino, L., Casella, M., Cusati, L.A., Vacchi, M., Ferrari, M. y Firpo, M. (2014): Study of wave run-up using numerical models and low-altitude aerial

photogrammetry: A tool for coastal management. *Estuar Coast Shelf S.*, 104: 160-167.

- Del Río, L., Gracia, F.J., y Benavente, J. (2012): Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology*, 196: 252-266.
- Gonçalves, J.A. y Henriques, R. (2015): UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 104: 101-111.
- Mancini, F., Dubbini, M., Gatelli, M., Stecchi, F., Fabbri, S. y Gabbianelli, G. (2013): Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for highresolution reconstruction of topography: The structure from motion approach on coastal environments. *Remote Sens.*, 5 (12): 6880-6898.
- Papakonstantinou, A., Topuzelis, K. y Pavlogeorgatos, G. (2016): Coastline zones identification and 3D coastal mapping using UAV spatial data. *ISPRS Int. J. Geo-inf.*, 5-75.
- Pérez-Alberti, A. y Trenhaile, A.S. (2015): An initial evaluation of drone-based monitoring of boulder beaches in Galicia, north-western Spain. *Earth Surf. Process. Landforms*, 40: 105-111.
- Turner, I.L., Harley, M.D. y Drummond, C.D. (2016): UAVs for coastal surveying. *Coast Eng.*, 114: 19-24.
- Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E. y Sear, D. A. (2010): Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surf. Process. Landforms*, 35: 136-156.

### Aplicación de modelos empíricos para el análisis de la inundación por temporales en playas con diferentes regímenes de marea y oleaje

# Application of empirical models for assessing storm-related flood on beaches with contrasting wave and tide regimes

#### L. del Río<sup>1</sup>, J.B. Montes<sup>1</sup>, T.A. Plomaritis<sup>2</sup>, A.B.M. Martinelli<sup>1</sup>, J. Benavente<sup>1</sup>

 Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz 11519 Puerto Real (Cádiz). <u>laura.delrio@uca.es</u>, <u>juan.montes@uca.es</u>, <u>anabmmartinelli@gmail.com</u>, <u>javier.benavente@uca.es</u>
 CIMA - Centre for Marine and Environmental Research, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas 8005-139 Faro (Portugal). <u>tplomaritis@ualg.pt</u>

**Resumen:** En este trabajo se muestra una metodología simplificada para el cálculo de la cota de inundación por temporales en playas, considerando la altura total del nivel del mar como la suma de: marea astronómica; marea meteorológica *(storm surge)*, parametrizada en función del oleaje; y *runup* del oleaje, calculado mediante formulaciones empíricas. Se ha determinado así la cota de inundación asociada a temporales de diversos periodos de retorno en cuatro playas de la provincia de Cádiz, con distintas condiciones de marea y oleaje, empleando diferentes parametrizaciones del *storm surge* y distintos modelos de *runup*, con el fin de obtener un mejor ajuste a las características de cada playa. Los datos necesarios se han obtenido mediante levantamientos topográficos con DGPS, y de información procedente de boyas de oleaje, mareógrafos y de la base de datos de retroanálisis de Puertos del Estado. Los resultados muestran diferencias muy significativas en las cotas de inundación de cada playa, con una contribución proporcional mayor del *runup* en la zona mediterránea con respecto a la zona atlántica. Frente a la utilización de modelos numéricos, esta metodología es relativamente sencilla y resulta adecuada para el análisis de amplias zonas, ya que no requiere los elevados recursos computacionales ni el grado de detalle en los datos de entrada de los modelos numéricos.

Palabras clave: temporales, inundación costera, marea meteorológica, runup.

Abstract: This work presents a simplified method for calculating sea level elevation on beaches during storms, by considering total water level as the combination of: astronomical tide; storm surge, parameterised as a function of wave height; and wave runup, calculated through empirical formulations. In this way, storm-related sea level elevation has been determined on four beaches in the province of Cádiz, with different wave and tide regimes, by using diverse parameterisations of the storm surge and different runup models, aimed at obtaining a better adjustment to the particular characteristics of each site. Data used have been obtained from DGPS topographic surveys, and through information from wave buoys, tide gauges and the hindcast database of Puertos del Estado. Results show significant differences between sea level elevations on each beach, with a higher relative contribution of wave runup in the Mediterranean coast with respect to the Atlantic coast. When compared to the use of numerical models, the proposed method provides a relatively easy way to analyze long stretches of coast, as it avoids the need for high computational resources and detailed input data required by numerical models.

Key words: storms, coastal floods, storm surge, runup.

#### INTRODUCCIÓN

Los temporales marítimos son los agentes geomorfológicos naturales responsables de los cambios de mayor entidad en las zonas costeras. De esta forma, juegan un papel fundamental en la evolución costera a corto, medio y en ocasiones incluso a largo plazo, a pesar de que su actuación se restringe a cortos intervalos de tiempo. Además de estos cambios morfológicos y las variaciones que provocan sobre la posición de la línea de costa, los temporales también generan inundaciones costeras, por todo lo cual causan un fuerte impacto socioeconómico (Ciavola et al., 2011). De hecho, los temporales se encuentran entre los procesos naturales generadores de riesgo más importantes, especialmente dada la alta densidad de población de las zonas litorales (Barragán y De Andrés, 2015).

En las costas arenosas, el impacto de un temporal depende en gran medida de la altura alcanzada por el nivel del mar sobre la costa, ya que ésta determinará el alcance de la removilización de sedimento en playas y dunas, el rebasamiento de defensas costeras naturales o artificiales y la posible inundación asociada. En este contexto, este trabajo presenta una metodología simplificada para el cálculo de la altura alcanzada por el nivel del mar sobre la playa (cota de inundación) durante temporales de distinto periodo de retorno, mediante el uso de modelos empíricos. El método se ha aplicado en cuatro playas de la provincia de Cádiz (Fig. 1), elegidas por su amplia diversidad de características hidrodinámicas.

Las playas de La Victoria (Cádiz) y El Carmen (Barbate) se sitúan en la fachada atlántica de la provincia (Fig. 1). Son playas urbanas respaldadas por paseos marítimos, y ambas presentan morfología disipativa (Del Río, 2007). La Victoria se ubica en un ambiente mesomareal (rango medio en mareas vivas o MSTR de 2,96 m) y está expuesta a oleajes dominantes del Oeste, mientras que El Carmen (Barbate) presenta un régimen mesomareal bajo (MSTR 2,17 m) e influencia de oleajes tanto de componente Oeste (Poniente) como Este (Levante). La playa urbana de El Rinconcillo (Algeciras) se sitúa en el interior de la Bahía de Algeciras (Fig. 1), en zona micromareal (MSTR 0,98 m) y está respaldada por viviendas ubicadas directamente sobre la playa; su morfología es de tipo intermedio. Se ubica frontalmente al oleaje de Levante, si bien en una zona de muy baja energía por estar en el interior de la Bahía de Algeciras. Por último, la playa de Sotogrande (San Roque) se sitúa en el litoral mediterráneo de la provincia (Fig. 1), sobre la flecha arenosa que cierra la desembocadura del río Guadiaro. Es de carácter seminatural y morfología intermedia. Presenta un régimen micromareal (MSTR 0,82 m) y está expuesta directamente al oleaje de Levante.



FIGURA 1. Mapa de localización de las playas estudiadas en el presente trabajo.

#### METODOLOGÍA

La cota de inundación o elevación del nivel del mar (SLE) se ha analizado en cada una de las playas para los periodos de retorno de 10, 50 y 100 años. Para ello, la SLE se ha considerado como la suma de las distintas componentes que actúan durante un temporal, siguiendo la aproximación de Benavente et al. (2006): la marea astronómica, la marea meteorológica (*storm surge*) y el alcance de las olas (*runup*). Para el cálculo de dichas componentes se han empleado diversas series temporales de altura de ola y nivel del mar, procedentes de las bases de datos y redes de medida de Puertos del Estado y del Instituto Hidrográfico de la Marina: boyas costeras, puntos de reanálisis SIMAR y mareógrafos. Se ha planteado un escenario *worst-case* en el que los temporales coincidirían con mareas vivas, por lo que la altura de marea astronómica considerada ha sido la correspondiente a la pleamar media viva mensual (PMVM).

En el caso del *storm surge* asociado a cada periodo de retorno, y debido a la escasa disponibilidad de series históricas del nivel del mar en el área de estudio, esta componente se ha parametrizado en función de la altura de ola. Para ello se han comparado los períodos de solape entre los registros de oleaje y de nivel del mar de los puntos disponibles más cercanos a cada playa estudiada (Tabla I), y se han calculado las relaciones entre ambas variables (Plomaritis et al., 2011).

PLAYA	MAREAS	OLEAJE	SOLAPE DATOS
La Victoria	mareógrafo Puertos Estado Bonanza	boya costera Cádiz	1996-2008
El Carmen	mareógrafo IHM Barbate	punto SIMAR- 6032024	2007-2008
El Rinconcillo	mareógrafo Puertos Estado Algeciras	punto SIMAR- 6066025	2010-2016
Sotogrande	mareógrafo Puertos Estado Algeciras	punto SIMAR- 6072026	2010-2016

TABLA I. Fuentes y periodos de datos utilizados para la parametrización del storm surge en función de la altura de ola.

Por otro lado, se han calculado las alturas de ola correspondientes a los periodos de retorno de 10, 50 y 100 años en cada playa, empleando para ello las series temporales más largas disponibles (Tabla II). La mayor parte de las series proceden de la base de datos del proyecto HIPOCAS, por lo que las alturas de ola han sido corregidas según las indicaciones de Medina (2004). En cada playa, los datos se han ajustado a una función de Gumbel mediante el software CAROL, y del ajuste se han extraído los valores de altura de ola para cada periodo de retorno. Para calcular el runup asociado a dichas alturas de ola, se han testado diversas formulaciones empíricas de la literatura (Holman, 1986; Komar, 1998; Stockdon et al., 2006); dadas las características de pendiente de las playas, y las diversas condiciones a las que se ajustan las mencionadas fórmulas, se decidió emplear la expresión de Komar (1998) para las dos playas atlánticas (La Victoria y El Carmen) y la de Stockdon et al. (2006) para las dos playas mediterráneas (El Rinconcillo y Sotogrande). La pendiente se obtuvo a partir de seguimiento topográfico mediante DGPS; para los cálculo se empleó la pendiente media de invierno, ya que es la época de llegada de temporales y las dos playas atlánticas tienen un comportamiento fuertemente estacional (Del Río, 2007).

PLAYA	OLEAJE LARGO PLAZO	PERIODO
La Victoria	Hipocas SIMAR-1054046	1958-2001
El Carmen	Hipocas SIMAR-1056044	1958-2001
El Rinconcillo	SIMAR-6066025	2006-2016
Sotogrande	Hipocas SIMAR-2022074	1958-2016

TABLA II. Fuentes y periodos de datos utilizados para el cálculo de la altura de ola asociada a los distintos periodos de retorno.

Finalmente, la cota de inundación total (SLE) se ha obtenido para cada playa y cada periodo de retorno como la suma de las anteriores componentes.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

En la Tabla III se muestran los resultados de los diversos parámetros calculados en cada playa para los periodos de retorno de 10, 50 y 100 años. Se observa que las alturas de ola son máximas en La Victoria y ligeramente inferiores en El Carmen, moderadas en Sotogrande y extremadamente bajas en El Rinconcillo, como corresponde a su situación protegida en el interior de la Bahía de Algeciras. El análisis direccional de las series de datos revela que las mayores alturas de ola en las playas atlánticas proceden del Oeste, si bien en Barbate se registran alturas elevadas también procedentes del Este, aunque su frecuencia es muy inferior. Como cabría esperar, las mayores alturas de ola en las playas mediterráneas se asocian a los vientos de Levante.

Por otro lado, las parametrizaciones de la marea meteorológica obtenidas en función del oleaje resultan válidas en la costa atlántica, pero no en la mediterránea. La razón es que en la primera zona, las alturas de ola elevadas y los mayores valores de storm surge se asocian a las mismas situaciones sinópticas, correspondientes a la llegada de borrascas procedentes del Atlántico (temporales de Poniente) (Plomaritis et al., 2011). En cambio, en el sector mediterráneo de la provincia las mayores alturas de ola, como se ha mencionado anteriormente, son las generadas por los vientos de Levante, que en la zona se producen en condiciones anticiclónicas, por lo que no coinciden con las situaciones en las que se produce storm surge (que se asocia a las bajas presiones). Por este motivo, no es posible calcular en dicha zona una función que relacione la marea meteorológica con la altura de ola, y se ha optado por extraer los valores del surge para cada periodo de retorno directamente del análisis del registro del mareógrafo de Algeciras; de ahí que los valores de S en la Tabla III sean iguales en El Rinconcillo y Sotogrande.

Los valores de *storm surge* así calculados muestran diferencias inferiores a 15 cm entre las cuatro playas para los eventos extremos más frecuentes (10 años de periodo de retorno), destacando el caso de Barbate (Tabla III). Al incrementarse el periodo de retorno, los valores de marea meteorológica aumentan muy notablemente en Barbate (llegando a los 85 cm para 100 años de periodo de retorno), mientras que en las restantes playas el incremento es mínimo, mostrando valores muy similares entre las tres tanto para 50 como para 100 años (ligeramente por encima de los 50 cm en todos los casos).

En lo que respecta al *runup* del oleaje, los valores obtenidos a partir de las formulaciones empleadas son inferiores en La Victoria que en las restantes playas (Tabla III), dada su baja pendiente invernal (tanβ=0,019), que contribuye a disipar la energía del oleaje incidente. Por otro lado, los valores de runup obtenidos para la playa de Sotogrande son extremadamente altos y probablemente no realistas (Tabla III); además, dichos valores extremos se mantienen prácticamente iguales independientemente de la fórmula empleada. En general y exceptuando el dato anómalo de Sotogrande, la magnitud del runup es entre 1,5 y 1,9 veces la del storm surge, siendo mayor su proporción respecto a éste en El Rinconcillo. En cuanto al incremento del runup al aumentar el periodo de retorno, entre los valores de 10 y los de 100 años se produce un aumento del 20-25%, llegando a valores de runup en torno al metro.

PLAYA	La Victoria	El Carmen	El Rinconcillo	Sotogrande
H 10	7,26	6,73	1,39	5,24
Н 50	8,77	8,00	1,63	6,17
H 100	9,41	8,53	1,73	6,57
S 10	0,46	0,56	0,43	0,43
S 50	0,53	0,76	0,51	0,51
S 100	0,56	0,85	0,54	0,54
Ru 10	0,75	0,99	0,82	2,87
Ru 50	0,91	1,17	0,95	3,34
Ru 100	0,98	1,25	1,00	3,54
PMVM	3,49	2,45	1,09	0,98
SLE10	4,70	4,00	1,91	3,85
SLE50	4,93	4,38	2,04	4,32
SLE100	5,03	4,55	2,09	4,52

TABLA III. Resultados de las distintas componentes de la cota de inundación en cada playa, para cada periodo de retorno (H=altura de ola, S=storm surge, Ru=runup, PMVM=marea astronómica, SLE=elevación del nivel del mar).

Las cotas de inundación resultantes de las diversas componentes muestran diferencias muy significativas entre las distintas playas (Tabla III). En general, los mayores valores de elevación total del nivel del mar se obtienen para la playa de La Victoria, principalmente por la contribución de la marea. En el caso de las playas mediterráneas. mencionó como se anteriormente, no se produce una coincidencia temporal de situaciones de surge elevado y situaciones de oleaje de gran energía; por tanto, la cota de inundación calculada es la suma de la marea astronómica y la mayor de las dos componentes (por tratarse de una evaluación *worst-case*), en este caso el *runup* del oleaje.

Las cotas de inundación obtenidas pueden combinarse con modelos digitales del terreno procedentes de levantamientos LiDAR, lo que permitiría cartografiar de manera general y sencilla las áreas inundables con cada tipo de evento (Poulter y Halpin, 2008).

#### CONCLUSIONES

Se ha propuesto un método simplificado para el análisis de la cota de inundación en cuatro playas de la provincia de Cádiz, a partir de formulaciones empíricas que emplean datos de mareógrafos, registros de oleaje y morfología de las playas.

En general, la principal contribución a la elevación total del nivel del mar es la marea astronómica, seguida del *runup* del oleaje, y por último el *storm surge*. Las diferencias de regímenes meteorológicos entre las playas atlánticas y mediterráneas analizadas se ven reflejadas en las diversas componentes de la cota de inundación, principalmente dado que en la zona mediterránea, los eventos que generan las mayores alturas de ola no son los que generan marea meteorológica.

Frente a la utilización de modelos numéricos, la metodología aplicada en este trabajo es relativamente sencilla y resulta adecuada para el análisis de amplias zonas, ya que no requiere los elevados recursos computacionales ni el grado de detalle en los datos de entrada de los modelos numéricos. Las principales limitaciones que presenta son la necesidad de emplear datos de retroanálisis y parametrizaciones (dada la falta de disponibilidad de medidas directas), lo cual puede introducir errores en las estimaciones de la cota de inundación. En un futuro, se hace necesario profundizar en la calibración de los resultados de las de inundación obtenidas, mediante cotas \$11 comparación con temporales energéticos reales, especialmente en las playas mediterráneas.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto de investigación ADACOSTA (CGL2014-53153-R) y al grupo RNM-328 del Plan Andaluz de Investigación. T.A. Plomaritis ha sido financiado por el proyecto europeo FP7 RISC-KIT (contrato 603458) y por CIMA y la Fundación Portuguesa de Ciencia (FCT) con el contrato de referencia UID/MAR/00350/2013. Los autores agradecen a Puertos del Estado y al Instituto Hidrográfico de la Marina la cesión de los datos de oleaje y mareas.

#### REFERENCIAS

- Barragán, J. M. y De Andrés, M. (2015): Analysis and trends of world's coastal cities and agglomerations. *Ocean Coast. Manage.* 114: 11-20.
- Benavente, J., Del Río, L., Gracia, F.J. y Martínez, J.A. (2006): Coastal flooding hazard related to storms in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Cont. Shelf Res.* 26: 1061-1076.
- Ciavola, P., Ferreira, O., Haerens, P., Van Koningsveld, M., Armaroli, C. y Lequeux, Q. (2011): Storm impacts along European coastlines. Part 1: The joint effort of the MICORE and ConHaz Projects. *Environ. Sci. Policy*, 14: 912-923.
- Del Río, L. (2007): *Riesgos de erosión costera en el litoral atlántico gaditano*. Tesis Doctoral, Univ. Cádiz, 489 p.
- Holman, R.A. (1986): Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coast. Eng.* 9: 527-544.
- Komar, P.D. (1998): *Beach processes and sedimentation*. Prentice-Hall, New Jersey, 210 p.
- Medina, R. (coord.) (2004): *Impactos en la costa española por efecto del cambio climático Fase I.* Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria, 480 p.
- Poulter, B. y Halpin, P.N. (2008): Raster modelling of coastal flooding from sea-level rise. *Int. J. Geog. Inf. Sci.* 22 (2): 167-182.
- Plomaritis, T.A., Del Río, L. y Benavente, J. (2011): Validating and estimating storm threshold using a single environmental parameter. J. Coastal Res. SI 64: 1876-1880.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A. y Sallenger, A.H. (2006): Empirical parameterization of setup, swash and runup. *Coast. Eng.* 53: 573-588

### Mapeo semi-automatizado de campos de dunas mediante tecnología LIDAR: aplicación en el sistema dunar de Sa Canova de Artá (Mallorca).

# Semi-Automated dune fields mapping using LIDAR technology: application in Arta's Sa Canova dunar system (Mallorca).

#### J. Lorenzo-Lacruz<sup>1</sup>, G.X. Pons<sup>1</sup> y M. Mir-Gual<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geografía, Universitat de les Illes Balears, Ctra. de Valldemossa km 7.5, E-07122.

**Resumen:** A partir de nubes de puntos LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) se ha generado un modelo digital de elevaciones (MDE) y un modelo digital del terreno (MDT) del sistema dunar de Sa Canova (Artá) del año 2014 (fecha del vuelo PNOA), con una resolución espacial de 20 cm. Sobre el MDE se aplicó de forma iterativa una ventana móvil de 5x5 celdas para calcular la amplitud de los datos (cotas altitudinales de 25 píxeles en cada iteración), obteniendo una medida de la mayor tasa de cambio topográfico registrada para cada ventana de análisis (5x5 celdas / lx1 metros). Las mayores tasas de cambio implican cambios pronunciados de pendiente a escala de detalle, lo que permite delimitar los contornos de las dunas de forma bastante precisa. A partir de las cartografías, se realizaron varios transectos siguiendo las crestas de las dunas y su obtuvieron dos perfiles en cada caso: un perfil del retorno del suelo (topografía) y otro de todos los retornos (cobertura vegetal). Adicionalmente, a partir de las ortofotografías (RGB) se realizó una clasificación no supervisada de imágenes para cartografíar la cobertura vegetal de la zona. Los análisis muestran una buena capacidad de la metodología presentada para cartografíar dunas simples y de pequeño y mediano tamaño, mientras que tiene más problemas para detectar formas complejas. La cartografía de vegetación obtenida ha resultado ser muy precisa y fidedigna.

Palabras clave: Morfología dunar, Sistemas de Información Geográfica, cartografía de alta resolución, Teledetección, ortofotos.

Abstract: Based on LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) point clouds, we generated a digital elevation model (DEM) and a digital terrain model (DTM) of Arta's Sa Canova dunar system, corresponding to 2014 (date of PNOA flight), with 20 cm of spatial resolution. Upon the DEM, we applied in an iterative way, a 5x5 moving window to calculate data range (topographic heights within 25 cells in each iteration), obtaining a measure of the greatest topographic change registered for each analysis window (5x5 cells / 1x1 meters). The greatest change rates imply pronounced slope changes at a detailed scale, which allows delimitation of dune contours in a pretty accurate way. Based on these cartographies, we made several transects following dune crests to obtain two profiles: a soil returns profile (topography) and an all-returns profile (vegetation cover). Additionally, we performed a non-supervised classification upon RGB orthophotos in order to cartography vegetation cover. The analysis showed good skills when mapping simple and small and medium-sized dunes, whereas it has more problems to detect complex forms. The cartography of vegetation cover was very precise and reliable.

Key words: Dunar morphology, GIS, high resolution cartography, Remote Sensing, orthophotos.

#### INTRODUCCIÓN

El desarrollo y expansión de la tecnología LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging), están generando un amplio abanico de aplicaciones potenciales de esta tecnología en distintos campos de conocimiento. En el caso concreto de la geomorfología litoral, la posibilidad de generar modelos digitales de elevaciones de precisión decimétrica que nos brinda el LIDAR, supone la posibilidad de poder analizar de forma precisa, procesos que hasta el momento no era posible con este nivel de detalle: morfología y velocidad de desplazamiento dunar, formas y procesos erosivos, etc. (Fernandez-Nunez et al., 2017; Hugenholtz et al., 2012). En este trabajo se presenta una metodología para automatizar los procesos de análisis vinculados a la caracterización y cartografía de sistemas dunares (y la vegetación que los cubre),

basados en la utilización de nubes de puntos LIDAR y de ortofotografías. El objetivo es la generación de modelos digitales de elevaciones (MDE) y del terreno (MDT) de precisión decimétrica, a partir de los cuales obtener cartografías de dunas (Mitasova et al., 2005; Richter et al., 2013) y de vegetación, de forma rápida y semi-automatizada (Kempeneers et al., 2009).

El área de trabajo seleccionada pertenece a uno de los dos sectores diferenciados del sistema dunar de la Bahía de Alcudia, caracterizado por una zona supralitoral constituida por una rampa topográfica de suave pendiente, donde se alternan sectores de playa y sectores de costa rocosa (Figura 1). Los cordones de dunas holocenas se disponen de forma arqueada en torno a la playa de forma individualizada, aunque hacia el interior (hasta 1,5 km) llegan a conectar unas con otras. La comunidad vegetal del sistema dunar se divide en dos alianzas: la *Ammophilion* sobre el foredune (Agropyretum mediterraneum, Ammophila arenaria, Crucianelletum maritimae) y la Oleo-Ceratonion (Juniperus oxycedrus ssp. macrocarpa, Rosmarinus officinalis y Erica multiflora), sobre dunas fijadas y semi-fijadas. Desde las dunas delanteras hacia el interior la cubierta vegetal va ganando porte arbóreo y densidad, dando estabilidad al sedimento arenoso (Gelabert et al., 2002).



FIGURA 1. Localización del sistema dunar de Sa Canova (rojo y verde) y detalle del sombreado del terreno generado a partir del MDT de 20 cm de resolución (amarillo).

#### METODOLOGÍA

La metodología utilizada para obtener tanto las cartografías de vegetación y dunas, como los perfiles asociados, está basada en la utilización de nubes de puntos LIDAR y ortofotografías. Esta información de partida es pública y la proporciona el Centro Nacional de Información Geográfica (Instituto Geográfico Nacional). Se descargaron los archivos LAZ (Laser point file; PNOA 2014 BAL 518-4398 ORT-CLA-RGB) del año 2014 y las ortofotos RGB (hoja 672) de los años 2006 (a 50 cm de resolución) y 2015 (a 25 cm de resolución) pertenecientes al municipio de Artá. El formato LAZ es un tipo de archivo binario obtenido de la compresión de los ficheros LAS. Este último es un formato de archivo para el intercambio de datos procedentes de nubes de puntos tridimensionales entre los usuarios de datos. Aunque fue desarrollado principalmente para el intercambio de datos de nubes de puntos LIDAR, permite el intercambio de cualquier conjunto de elementos con coordenadas en 3 dimensiones x, y, z. A partir de los archivos LAS se obtuvieron dos nubes de puntos (con un paso de malla mínimo de 50 centímetros): la primera conteniendo sólo los retornos de los pulsos láser que alcanzaron el suelo (último retorno), y la segunda conteniendo todos los retornos, tanto los producidos por el suelo, como los producidos por la vegetación (copas y ramas intermedias; Fig. 2). A continuación, mediante interpolación por triangulación de alturas de puntos basada en el inverso de la distancia, se generó un MDE (nube de puntos del suelo) y un MDT (nube de puntos con todos los retornos) con una resolución espacial de 20 centímetros en planta.

El proceso de detección y delineado automatizado de dunas se basa en el MDE, derivado únicamente a partir de retornos del suelo (Fig. 3).







FIGURA 3. Diagrama de flujo que resume el proceso metodológico seguido.

Para ello se ha seguido una modificación del método propuesto por Dong (2015), basando la detección de dunas, no en la delimitación de pendientes dentro de unos determinados umbrales, si no en la detección de cambios abruptos de pendiente de forma iterativa a escala de detalle. Con este fin se aplicó una ventana (matriz kernel) de cálculo móvil de 5 por 5 celdas (1 metro por 1 metro), capaz de retener la mayor tasa de cambio topográfico (amplitud o rango de las elevaciones) para cada ventana de análisis e iteración. De esta forma se obtuvo una matriz resaltando la rugosidad del terreno (Fig. 4a). A continuación se calculó una matriz de orientaciones (Fig. 4b), ponderando de forma desigual las celdas opuestas a la

componente de viento dominante (x1) y el resto (x2). La matriz de orientaciones ponderada sirve como factor multiplicador de la matriz de rugosidad del terreno, obteniendo una nueva matriz con las dunas delineadas (Figura 4c). Esta matriz resultado se depura para obtener la cartografía final de las dunas, mediante la fusión (con los polígonos adyacentes más grandes) y la eliminación iterativa de los polígonos más pequeños.



FIGURA 4. a) matriz resultado de la aplicación de la ventana de cálculo móvil para la obtención de variaciones topográficas a escala de detalle; b) matriz de orientaciones clasificadas; c) dunas delineadas combinando las matrices a) y b).

La cartografía de la vegetación del sistema dunar se obtuvo a partir de la clasificación no supervisada de las ortofotos RGB. El método de clasificación no supervisada utilizado (ISO Clúster) se basa en la agrupación automática en clases (clústers) de píxeles con unos valores de intensidad (color) similares en cada una de las tres bandas RGB (Calvert et al., 2015). En el caso del sistema dunar de Sa Canova, se definieron únicamente 4 clases. Cada una de estas clases coincide con las 4 cubiertas predominantes en la imagen (cuerpos de agua, espacios sin vegetación, vegetación herbácea y vegetación arbustiva o arbórea). Las matrices ráster de las cubiertas de los años 2006 y 2015 obtenidas mediante la clasificación no supervisada, se combinan con las matrices de sombreado derivadas a partir del MDT (retornos del suelo y la vegetación) para obtener la cartografía final de la vegetación (Fig. 5).

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los análisis que se muestran han sido realizados de forma semi-automatizada, es decir, encadenando procesos y prácticamente sin intervención subjetiva ni cambio de parámetros en las funciones empleadas. Sin embargo, dependiendo de la zona de estudio y del tamaño de las dunas, sería recomendable realizar algunos ajustes, como modificar el tamaño de la ventana móvil de cálculo (en este trabajo se ha empleado una de 1 metro por 1 metro) para recoger variaciones topográficas de detalle sobre zonas más amplias. También podría ser necesario modificar la matriz de orientaciones dependiendo de la dirección predominante del viento. En el caso de la clasificación no supervisada de las ortofotos, en este caso se definieron 4 clases, ya que solo había 4 tipos de cubiertas distintas en el área de estudio. Este parámetro también es ajustable y también dependerá de la zona de estudio en cada caso.

En el caso del mapeo de las dunas, el método ha resultado bastante preciso en el delineado de dunas simples y de pequeño y mediano tamaño, mientras que ha encontrado mayores dificultades a la hora de delimitar dunas conectadas entre sí y formas más complejas (Fig. 4). Adicionalmente, si se dispusiera de nubes de puntos de otra fecha, procedentes de otro vuelo LIDAR (se espera para 2018-2020) u obtenidas con un VANT (Vehículo Aéreo No Tripulado), sería



Alianza Oleo-Ceratonion Alianza Ammophilion Sin vegetación FIGURA 5. Cartografía de la cobertura vegetal obtenida mediante clasificación de la ortofoto y combinación con el MDT derivado de datos LIDAR: vista general de la zona, vista de detalle y comparación con la ortofoto del año 2006 (azul) y 2015 (naranja).



FIGURA 6. Vista tridimensional de un sector ampliado del sistema dunar de Sa Canova y perfiles topográficos y de vegetación realizados a partir del MDE y el MDT de alta resolución respectivamente.

posible la realización de un análisis diácronico que mostrase los flujos, volumen y velocidad de la arena desplazada dentro del sistema dunar con bastante precisión. En lo que respecta a la cartografía de la vegetación, la clasificación no supervisada ha funcionado bien en líneas generales. La distinción entre zonas vegetadas y no vegetadas es muy precisa, dado que los colores RGB resultantes que caracterizan a cada una de ellas, presentan un elevado contraste que facilita su discriminación. La diferenciación entre cubiertas vegetales ha sido buena, facilitado por el hecho de que sólo se han considerado dos comunidades vegetales, por lo que no se ha necesitado información satelital/espectral adicional para realizar la clasificación de forma satisfactoria. Sin embargo, la clasificación realizada sobre la ortofoto de 2006 (50 cm de resolución) ha tenido alguna dificultad para detectar la alianza Ammophilion, cuyo color es similar al de la área húmeda y su densidad, en algunos casos insuficiente para ser capturada dentro de un solo píxel de 50 cm y detectada por el algoritmo de clasificación. Por el contrario, la clasificación basada en la ortofoto de 2015 (25 cm de resolución) ha distinguido muy bien entre ambas alianzas vegetales. Los análisis realizados han revelado un leve aumento de la superficie cubierta por la alianza Oleo-Ceratonion, que ha ido densificando y ampliando el tamaño de las teselas que ocupaban en 2006. Otra aplicación que presenta la información LIDAR, al tener la posibilidad de discriminar entre pulsos láser retornados por el suelo y por la vegetación, es la creación de MDT's y MDE's muy precisos, cuyas matrices, al ser sustraídas, nos dan una medida bastante precisa del volumen de la masa forestal de un área concreta (Galidaki et al., 2017). Finalmente, la posibilidad de crear transectos de las dunas de precisión decimétrica permite caracterizar la morfología de las mismas de forma visual y sencilla. La creación de modelos tridimensionales creados a partir de nubes de puntos LIDAR, su análisis y visualización, permiten nuevas aproximaciones al estudio de la dinámica dunar, como el análisis de los flujos, volumen y velocidad de la arena desplazada dentro del sistema. En este sentido, el desarrollo de la tecnología VANT y las técnicas fotogramétricas se

presentan como un complemento muy valioso a los vuelos LIDAR estatales.

#### AGRADECIMIENTOS

Esta comunicación ha sido posible gracias a la ayuda del proyecto "Crisis y reestructuración de los espacios turísticos del litoral español" (CS02015-64468-P) del Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO) y del Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER).

#### REFERENCIAS

- Calvert, J., Strong, J.A., Service, M., McGonigle, C., Quinn, R., S., H.B., C., J.J.B., (2015): An evaluation of supervised and unsupervised classification techniques for marine benthic habitat mapping using multibeam echosounder data. *ICES J. Mar. Sci.* 72: 1498-1513.
- Dong, P. (2015): Automated measurement of sand dune migration using multi-temporal lidar data and GIS. Int. J. Remote Sens. 36, 5426–5447.
- Fernandez-Nunez, M., Burningham, H., Ojeda Zujar, J. (2017): Improving accuracy of LiDAR-derived digital terrain models for saltmarsh management. J. Coast. Conserv. 21: 209-222.
- Galidaki, G., Zianis, D., Gitas, I., Radoglou, K., Karathanassi, V., Tsakiri-Strati, M., Woodhouse, I., y Mallinis, G., (2017): Vegetation biomass estimation with remote sensing: focus on forest and other wooded land over the Mediterranean ecosystem. *Int. J. Remote Sens.* 38, 1940-1966.
- Gelabert, B., Servera, J. y Rodríguez Perea, A. (2002): Características geomorfológicas del sistema dunar de la Bahía de Alcudia (isla de Mallorca). *Geogaceta*, 32: 215-218.
- Hugenholtz, C.H., Levin, N., Barchyn, T.E. y Baddock, M.C. (2012): Remote sensing and spatial analysis of aeolian sand dunes: A review and outlook. *Earth-Science Rev.* 111, 319-334.
- Kempeneers, P., Deronde, B., Provoost, S. y Houthuys, R. (2009): Synergy of Airborne Digital Camera and Lidar Data to Map Coastal Dune Vegetation. J. Coast. Res. 10053, 73–82.
- Mitasova, H., Overton, M. y Harmon, R.S. (2005): Geospatial analysis of a coastal sand dune field evolution: Jockey's Ridge, North Carolina. *Geomorphology* 72, 204-221.
- Richter, A., Faust, D. y Maas, H.-G. (2013): Dune cliff erosion and beach width change at the northern and southern spits of Sylt detected with multi-temporal Lidar. *Catena* 103: 103-111.

### Implementación de una base de datos SIG en el estudio de la evolución morfosedimentaria de un estuario antropizado (Avilés, NO España)

# GIS-based database implementation to study the morphosedimentary evolution of an anthropized estuary (Avilés, NW Spain)

#### G. Flor-Blanco<sup>1</sup>, L. M. Díaz-Díaz<sup>1</sup>, L. Pando<sup>1</sup>, C. López-Fernández<sup>1</sup> y J. López Peláez<sup>1</sup>

1 Dpto. Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo (Asturias). Imdiaz@geol.uniovi.es

**Resumen:** El estuario de Avilés representa un sistema costero intermedio con una importante transformación antrópica que conlleva una considerable problemática ambiental. La significativa incidencia de las actuaciones humanas en este sector es consecuencia directa de la importancia social y económica de esta zona en el Principado de Asturias. En este trabajo se presenta una delimitación de las unidades morfosedimentarias y dinámicas, junto con la investigación detallada de los rellenos antrópicos que ocupan las antiguas marismas hoy convertidas en asentamientos de instalaciones industriales; todo ello está permitiendo investigar la evolución temporal del sistema hasta la actualidad. Para este cometido se dispone de una base de datos digital implementada en un Sistema de Información Geográfica (SIG), que comprende, entre otros datos georreferenciados, 290 sondeos seccionando diferentes sedimentos ligados al estuario. A esto se añade un soporte geográfico de documentos que incluyen cartografías topográficas históricas, fotografías aéreas, ortofotografías y otros mapas temáticos. Mediante procedimientos de análisis espacial se han identificado diferentes depósitos que evidencian una zonificación geomorfológica: Complejo de desembocadura, Bahía y Llanuras Mareales. Se trata de depósitos mayoritariamente arenosos relacionados con playas, dunas y antiguos bancales arenosos que pueden alcanzar los 45 m. Asimismo se han cubicado importantes depósitos arcillosos relacionados con dos antiguas marismas.

Palabras clave: Avilés, Base de datos, estuario, SIG, unidades morfosedimentarias.

Abstract: The Avilés estuary comprises an intermediated coastal system with a significant anthropic transformation. This involves several environmental issues. The impact of human activities in this sector is a direct consequence of the major economic and social importance of Avilés in the Principality of Asturias. In this work, a spatial delimitation of both morpho-sedimentary and dynamic units are presented. Moreover, the spatial recognition of man-made deposited which fill the old saltmarshes for industrial installations was studied. All this has enabled to investigate the temporary evolution until now. For this purpose, a dynamic database implemented through a Geographic Information System (GIS) is available, which among other georeferenced data includes, 290 boreholes cutting several estuarine sediments. In addition, a geographical support was integrated including historical topographic maps, aerial photographs, orthophotographs and other thematic maps. Several deposits that were identified through spatial analysis procedures reveal a geomorphologic zonation: Mouth Complex, Bay and Tidal Flats. They involves very sandy soils related to beaches dunes and sandy bars that can reach 45 meters. Furthermore, significant clayed deposits linked to two ancient marches were calculated.

Key words: Avilés, Data base, estuary, GIS, morphosedimentary units.

#### INTRODUCCIÓN

A lo largo de los dos últimos siglos, gran parte de los estuarios asturianos han experimentado una serie de transformaciones y cambios en su dinámica, morfología y sedimentación, ocasionados básicamente por acciones antrópicas (Flor-Blanco et al., 2015; López-Peláez, 2015; Díaz-Díaz, 2016). Esto propicia el interés de un estudio del subsuelo a escala de detalle, en un área tan densamente poblada como ésta. La ocupación del suelo y del terreno subyacente por los distintos servicios para el funcionamiento urbano, son los exponentes de esta transformación. En este trabajo se presenta una delimitación de las unidades morfosedimentarias y dinámicas, junto con la investigación detallada de los rellenos antrópicos que ocupan las antiguas marismas hoy convertidas en asentamientos de instalaciones industriales; todo ello está permitiendo investigar la evolución temporal del sistema hasta la actualidad. Para este cometido se dispone de una base de datos digital implementada en un Sistema de Información Geográfica (SIG), con el propósito de obtener unos resultados con aplicación inmediata en la investigación de la distribución lateral y en profundidad de las diferentes unidades morfosedimentarias. La localidad de Avilés ocupa una situación centroseptentrional dentro del Principado de Asturias y se extiende a ambos lados de la ría homónima (Fig. 1). Se trata de uno de los escasos estuarios amplios que presenta la costa asturiana, que muestra, a lo largo de la mayor parte de la misma, un trazado N-S; en su desembocadura adquiere una dirección E-O, probablemente relacionado con la intersección de más de una estructura geológica. En ambas márgenes de la ría se asientan importantes polígonos industriales, industrias extractivas y áreas residenciales.

El subsuelo de esta urbe costera (tercera más poblada de Asturias) está constituido por materiales recientes y con unas características geotécnicas muy deficientes. Esto ha hecho necesario recurrir a la ejecución de importantes cimentaciones especiales (p. ej. Arcelor, Centro Cultural Internacional), a emplear técnicas singulares de excavación y sostenimiento (p. ej. saneamiento urbano e industrial, emisario submarino de Xagó), etc.



FIGURA 1. Situación del estuario de Avilés y localidades más importantes, así como las empresas instaladas reseñables.

En relación al ámbito geológico, el entorno de Avilés cuenta con un subsuelo urbano caracterizado por la abundancia de depósitos cuaternarios. El sustrato rocoso, marcadamente homogéneo, sobre todo en la margen izquierda de la ría, está constituido principalmente por arcillas y margas de tonalidad rojiza de edad permotríasica; con carácter más restringido se encuentran unidades del Paleozoico y del Jurásico (Torres Alonso y Gutiérrez Claverol, 2005).

Los materiales mesozoicos constituyen el borde noroeste de la Cuenca Mesoterciaria Central de Asturias. Los materiales competentes de edad paleozoica que están presentes en la periferia de la urbe (Fig. 1), forman parte del extremo septentrional de la Región de Pliegues y Mantos dentro de la denominada Zona Cantábrica (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974).

Desde el punto de vista geomorfológico, a diferencia de la mayoría, el estuario de Avilés no se drena con un río colector principal, sino con una serie de cauces costeros situados en la margen izquierda, cuya geometría de avenamiento en planta adquiere una forma de peine (López Peláez y Flor, 2008)

De acuerdo con todo lo anterior, la decisión de poner a punto la metodología de trabajo propuesta se sustenta en la necesidad conocer el grado de antropización de diferentes estuarios que puede llegar a tener importantes consecuencias ambientales. Como punto de partida, se cuenta con una base de datos digital implementada en un SIG en donde se integran numerosos datos geológicos y un importante soporte geográfico de documentos.

#### METODOLOGÍA

Este trabajo comenzó con una primera etapa en donde se abordó una exhaustiva campaña de campo, que comprendió la toma de datos en numerosos puntos de reconocimiento.



FIGURA 2. Estructura de la base de datos

La segunda fase de trabajo, desarrollada paralelamente a la anterior, consistió en el diseño y desarrollo de una base de datos implementada en un SIG, en la que se integró toda la información disponible (Fig. 2).

Para analizar la distribución preliminar de las unidades geomorfológicas, se analizaron diferentes cartografías previas de las unidades morfosedimentarias y dinámicas del estuario (Flor-Blanco et al., 2013). Así, en esta fase se obtuvo una delimitación preliminar de los sedimentos generados por la dinámica estuarina que, junto con el análisis de fotografías aéreas, permitió seleccionar los sondeos y calicatas de la base de datos susceptibles, por su ubicación, de haber seccionado los diferentes sedimentos. Fueron identificados 290 sondeos y 40 calicatas en las unidades correspondientes al complejo de desembocadura, bahía y llanuras mareales

Asimismo, para investigar la antropización del estuario se llevaron a cabo diversas tareas; en primer lugar, se seleccionaron todos los sondeos, calicatas o puntos de observación que seccionan o describen estos materiales, resultando un total de 309 puntos (); asimismo, se revisaron las fotografías aéreas de cinco vuelos correspondientes a diferentes fechas para la detección de posibles cambios en el paisaje y en el relieve (Servicio Geográfico del Ejército, 1946, 1956; Ministerios de Agricultura, Defensa, Hacienda e Instituto Geográfico y Catastral, 1983; Instituto Geográfico Nacional, 1994 y 2011); por último, para la identificación de grandes rellenos, se combinaron las anteriores capas con un MDT, evidenciándose los diferentes movimientos de tierra. Este modelo fue obtenido mediante la comparación de dos MDE correspondientes a 1936 y 2012 respectivamente ().

#### **RESULTADOS**

Sedimentos estuarinos. Se han identificado sedimentos con un espesor medio de 14,47 m y alcanzando una potencia máxima de 44,9 m (Fig. 4). Los mismos están compuestos esencialmente por arenas y arenas arcillosas (con contenidos variables en materia orgánica), dispuestos en horizontes de notable potencia. Se diferencian dos niveles principales, uno de arenas amarillentas y otro de arenas grises. Estos depósitos corresponden a la antigua zona de Bahía y a las barras longitudinales dentro de las llanuras mareales. En estos niveles arenosos se intercalan, localmente, horizontes de arcillas negras con materia orgánica diseminada, cuyo origen está relacionado con antiguas zonas de marismas y tramos con gravas y gravillas de irregular distribución.

Los fangos vegetados (marismas) en la zona de cabecera. constituyen una de las unidades morfosedimentarias principales del sistema estuarino, donde se llegan a identificar grandes espesores de depósitos, principalmente arcillosos. Estos depósitos arcillosos seccionados están relacionados con las marismas de Las Huelgas que se distribuyen en las instalaciones de la actual factoría de Arcelor-Mittal y buena parte de los talleres de laminación (Fig. 5). Asimismo, también conforman el subsuelo dentro del término urbano de Avilés. Los sedimentos de las marismas en esta área están constituidos esencialmente por limos con materia orgánica y horizontes de limos arenosos; en su tramo basal se encuentra un pequeño lecho (1,5 m de espesor máximo) de gravas embebidas

en una matriz arcillo-arenosa. En cuanto a su potencia, estos depósitos presentan un rango intercuartílico de espesores comprendido entre 3,8 y 7,8 m con un máximo de 16,2, mientras que el promedio es de 6,2 m. La zona con mayores espesores se sitúa en el entorno del PEPA (Fig. 5).



FIGURA 4. Isopacas de los sedimentos arenosos seccionados en el entorno del canal principal.

Finalmente, 34 sondeos seccionaron unos depósitos principalmente arenosos que situados en la franja costera, forman parte del complejo de desembocadura del estuario, constituyendo la barrera arenosa confinante. Los depósitos arenosos dunares ocupan una gran extensión al oeste de la desembocadura de la ría de Avilés, formando parte del subsuelo sobre el que se emplazan las localidades de Salinas, San Juan de Nieva y Raíces, todas ellas pertenecientes a otro término municipal, el de Castrillón. Toda esta zona constituía un sistema de playa, dunas vegetadas y activas en toda su extensión, con espesores superiores a 10 m.

Antropización. Se identificaron dos tipos principales de rellenos de carácter antrópico: rellenos heterogéneos y escombreras de escorias de alto horno con una menor incidencia (Fig. 5). Dentro del primer grupo han sido consideradas aquellas acumulaciones de materiales de diversas procedencias: excavaciones, restos siderúrgicos, rellenos de viales y obras de edificación, escorias y cenizas, residuos sólidos urbanos, etc. Ejemplos de este tipo de depósitos son las relacionadas con el asentamiento de importantes polígonos industriales e industrias extractivas: AZSA (Asturiana de Zinc, S.A.), SAINT GOBAIN (antigua Cristalería Españo-la), Polígono de Maqua, ALCOA (antigua ENDASA) (Fig. 5). Sin embargo, son los depósitos que sirvieron de base a las instalaciones de la antigua Empresa Nacional Siderúrgica (ENSIDESA) en su Factoría de Avilés (actualmente Arcelor-Mittal y el Parque Empresarial del Principado de Asturias), los que ocupan una mayor extensión y alcanzan mayor entidad. Ubicados principalmente en el margen derecho de la ría, son el resultado del relleno y explanación de la década de 1950. Los materiales utilizados fueron principalmente arenas y limos extraídos del fondo de la ría, además de préstamos procedentes de excavaciones próximas.



FIGURA 5. Localización de los principales rellenos antrópicos.

#### CONCLUSIONES

A partir de del análisis espacial de los datos procedentes de la base de datos digital implementada en un SIG ha permitido la investigación de la pauta de transformación antrópica del estuario de Avilés. A esto se le suma la delimitación espacial de las diferentes unidades morfosedimentarias y dinámicas (Flor-Blanco et al., 2013).

Este estudio supone un protocolo de estudio válido para la caracterización de depósitos antrópicos en entornos homólogos, lo cual constituye un avance en el tratamiento de la información de sedimentos costeros. Asimismo supone un empuje a las futuras políticas de gestión en estos estuarios

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado de una beca de investigación FPU otorgada por el Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Además los estudios de campo han sido sufragados por el proyecto MARCAS (CTM-2009-11522) y GEOCANTABRICA (FC-15-GRUPIN14-044)

#### REFERENCIAS

- Díaz-Díaz, L. M. (2016). Caracterización geológica y geotécnica del subsuelo urbano de Avilés y su entorno. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.
- Flor-Blanco, G., Flor, G. y Pando, L. (2013): Evolution of the Salinas-El Espartal and Xagó beach/dune systems in North-Western Spain over recent decades: evidence for responses to natural processes and anthropogenic interventions. *Geo-Marine Letters*, 33: 143-157.
- Flor-Blanco, G., Pando, L., Morales, J.A. y Flor, G. (2015). Evolution of beach-dune fields systems following the construction of jetties in estuarine mouths (Cantabrian coast, NW Spain). *Environmental Earth Sciences*, 73(3), 1317-1330.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Nabais-Conde, L.E (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. 1:1.000.000. I.G.M.E., Madrid, 113 p.
- López Peláez, J. (2015). Evolución morfosedimentaria e histórica de los estuarios asturianos de Navia, Nalón, Avilés, Villaviciosa y Ribadesella. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.
- López-Peláez, J. y Flor, G. (2008): Evolución ambiental del estuario de Avilés (1833-2006). *Trabajos de Geología*, 28: 119-135.
- Lotze, F. (1945): Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta Geotk. *Forsch*, 6, 78-92.
- Torres Alonso, M. y Gutiérrez Claverol, M. (2005): Influencia de la geología en el diseño de infraestructuras de saneamiento. El plan integral de Avilés y su entorno industrial. *Ingeniería y Territorio*, 71: 76-83.
# Evaluación inicial del uso de sensores RFID para la monitorización de la dinámica geomorfológica de una playa de bloques. (Oia, Galicia)

## Initial evaluation of the use of RFID sensors for monitoring the geomorphological dynamics of a boulder beach. (Oia, Galicia)

#### A. Gómez-Pazo<sup>1</sup> y A. Pérez-Alberti<sup>2</sup>

1 Departamento de Xeografía, Facultade de Xeografía e Historia, Universidade de Santiago de Compostela. Praza da Universidade, 1. 15782. alejandrogomezpazo@gmail.com

2 Laboratorio de Tecnoloxía Ambiental. Instituto de Investigacións Tecnolóxicas. Universidade de Santiago de Compostela. Campus Vida s/n. 15782. Santiago de Compostela. augusto.perez@usc.es

**Resumen:** Los recientes avances tecnológicos han permitido mejorar la precisión de los estudios costeros gracias a dispositivos como los RFID (Radio Frequency IDentification). Estos sensores permiten el seguimiento de elementos del medio en cualquier momento desde su implantación y ofrecen un gran nivel de detalle. Esta investigación se desarrolla en una playa de bloques de Oia (Pontevedra), donde se instalaron en bloques naturales, sin modificar su posición, 80 sensores RFID a partir de líneas de 5 elementos perpendiculares a la línea de costa.

Tras el transcurso del primer invierno se observa un movimiento generalizado de los bloques. De los 48 recuperados, el 81% se ha desplazado más de 50 cm, valor mínimo para considerar que existió movimiento. Los mayores desplazamientos se han dado en los bloques cuyos ejes no superaban los 100 cm, siendo la distancia máxima de 20,47 metros. En cuanto a las zonas de mayor movilidad, se percibe con claridad que el sector central del área de estudio presenta unas variaciones mayores en la posición de los bloques, mientras que la zona norte y la parte baja de la playa, en la que se localiza la plataforma litoral, son las zonas más estables.

Palabras clave: RFID, playas de bloques (coídos), geomorfología costera, costas rocosas, Galicia.

**Abstract:** Recent technological advances have made it possible to improve the accuracy of coastal studies through devices such as RFID (Radio Frequency IDentification). These sensors allow the monitoring of elements of the environment at any time since its placement and offer a great level of detail. This research is developed in a boulder beach in Oia (Pontevedra), where 80 RFID sensors were installed in the natural boulders, without changing their position. The sensors were placed in lines of 5 elements perpendicular to the coastline.

After the first winter, there is a general movement of the boulders. Of the 48 recovered, 81% have displaced more than 50 cm, minimum value to consider that there was movement. The greater displacements have occurred in boulders whose axes didn't exceed 100 cm, with a maximum distance of 20,47 meters. As for the areas of greater mobility, it is clearly perceived that the central sector of the study area present greater variations in the position of the boulders, while the north and the lower part of the beach, where it is located coastal platform, are the most stable areas.

Key words: RFID, boulder beach, coastal geomorphology, rocky coasts, Galicia.

#### INTRODUCCIÓN

En los últimos años las investigaciones sobre las costas rocosas han aumentado significativamente (Naylor et al., 2010), teniendo en cuenta que históricamente han tenido una menor atención en el campo de la investigación litoral a causa de sus procesos más lentos y el interés que ha despertado el estudio de las costas sedimentarias, debido a su importancia para actividades como el turismo. Este hecho, unido a la importancia que tienen este tipo de costas a nivel global, ya que ocupan <sup>3</sup>/<sub>4</sub> partes del litoral (Bird, 2008), son claves para la elaboración de un estudio de las costas rocosas. Con un mayor conocimiento se mejorará, sin duda, su gestión.

Las investigaciones sobre las costas han vivido grandes avances en los últimos años gracias a la aparición de nuevas tecnologías como los drones (UAVs) o los sensores RFID (Radio Frequency IDentification), que se han empleado para la realización de esta investigación. Generalmente los RFID han estado más vinculados al control de elementos en medios fluviales, mientras que su utilización en el litoral se ha restringido a las playas, naturales (Casamayor et al., 2015) o, especialmente a las artificiales (Bertoni et al., 2016).

Con la realización de este estudio se pretende profundizar en la dinámica geomorfológica existente en una playa de bloques (*coídos*) situada en Oia, sur de la provincia de Pontevedra (Fig. 1). Esta playa ha sido objeto de estudios anteriormente en los trabajos de (Blanco Chao et al., 2006, Blanco Chao et al., 2007, Pérez-Alberti y Trenhaile, 2015a; Pérez-Alberti y Trenhaile, 2015b), en los que se analizó tanto el papel abrasivo de los bloques como, especialmente, su movilidad, en este caso mediante imágenes de alta resolución tomadas con dron.

Las playas de bloques tienen una gran importancia dentro de los litorales rocosos, por lo que el estudio de sus dinámicas, además de profundizar en el conocimiento de su evolución, puede ayudar a una mejor gestión del medio litoral.



FIGURA 1. Localización del área de estudio.

El período de análisis abarca desde septiembre del año 2016, momento en el que se instalaron los *sensores*, hasta marzo del 2017, en el que se ha realizado la recogida de los datos.

Durante el período de estudio, el oleaje en la zona ha sido principalmente de dirección noroeste y oeste, las habituales en época invernal. En los meses analizados tan solo se registraron seis periodos de temporal con olas superiores a los 4 metros, siendo estas de componente noroeste en noviembre y diciembre y de componente oeste en febrero. La máxima altura de ola registrada se produjo durante los temporales de comienzos de febrero (día 2) cuando en el punto SIMAR 3014000 se estimó un pico de 7,32 metros y componente oeste.

#### METODOLOGÍA

Los sensores RFID empleados son del modelo HDX PIT Tags de 23 mm de la marca Oregon RFID. La introducción se ha realizado en bloques dispuestos de forma natural en la zona, buscando tener la menor influencia posible en el medio y obtener así, los resultados más representativos del comportamiento natural de la zona de estudio.

Para comprobar la validez de estos instrumentos en estudios de este tipo, se optó por la instalación en esta primera aproximación de 80 dispositivos. Su colocación se realizó a partir de transectos, separados por unos 5 metros entre sí, perpendiculares a la línea de costa. En cada transecto se situaron 5 sensores. Al distribuirse los RFID en bloques naturales la colocación de los mismos varía en función de la cantidad de bloques disponibles en cada zona de la playa.

Tras la introducción de los *tags* en septiembre del año 2016 se procedió a localizar la nueva posición de los dispositivos tras el primer invierno, realizando en marzo del 2017 la campaña de campo. De este modo se pretendía conocer, no tanto el grado de movilidad de los bloques, sino las direcciones de movimiento durante la estación en la que los temporales tienen una mayor energía y frecuencia en la costa gallega.

La implantación de los sensores en los bloques y la posterior comprobación de su nueva posición se realizó con la ayuda de un HDX Backpack Reader, con el que se procedió a la lectura del código identificativo de cada *tag*, y un GPS Stonex S8 GNSS con una precisión horizontal de 5 mm, con el que se tomó la posición inicial y la posición tras el primer invierno de cada uno de los bloques. Para la localización de los bloques se situó el GPS en su parte central y sobre el propio bloque, empleando para la medición de cada posición un intervalo de 120 segundos.

Para posteriormente analizar los cambios ocurridos en la zona de estudio se ha tomado como distancia mínima para considerar que un bloque se ha movido los 50 centímetros, para así asegurar un mayor rigor. Esta medida conservadora se tomó teniendo en cuenta los problemas de exactitud de la recepción de la señal GPS en zonas acantiladas y las posibles variaciones de posición a la hora de situar el receptor GPS sobre el bloque (Pérez-Alberti et al., 2012).

A la hora de analizar los resultados arrojados por los dispositivos RFID, se realizó la división del estudio en dos niveles. Por un lado, se analizaron los bloques en función de su tamaño, siguiendo la clasificación de (Blair y McPherson, 1999) por la que se dividieron los bloques en tres categorías: bloques finos (25,6-51,2 cm); medios (51,2-102,4 cm) y gruesos (102,4-204,8 cm). Por otro lado, se realizó una segunda aproximación en función de la posición de los bloques en la playa, dividiendo esta en tres zonas de 33 metros cada una. Mediante estas clasificaciones de los bloques se pretende tanto conocer las diferencias de movilidad existentes en función del tamaño de los bloques, como aquellas ocasionadas por su localización.

#### RESULTADOS

Tras el primer período invernal se recuperaron el 60% de los dispositivos introducidos, un total de 48 bloques. Con respecto a los sensores que no se han localizado, cabe destacar que en el extremo sur de la playa y en la zona central de la misma, se ha producido el movimiento de un gran volumen de material que cubre zonas en las que se habían instalado dispositivos, que posiblemente estén enterrados en estos momentos y que se espera poder recuperar en parte en próximas campañas. De los 48 dispositivos recuperados (Fig. 2) se han desplazado el 81,25% tomando como distancia mínima para considerar el movimiento los 50 centímetros, mencionados anteriormente.

En relación con el tamaño de los bloques (Tabla I) se observa como los de menor tamaño han presentado un desplazamiento medio mayor, con más de 9,5 metros. Por su parte el bloque que ha sufrido un mayor desplazamiento se encuentra enmarcado dentro de los considerados como bloques de tamaño medio, lo que se puede relacionar con su posición en el contexto de la zona de estudio, como se verá posteriormente.

Tipo de bloques	Núm.	Desplazam. (m)		
		Medio	Máx.	
Finos	4	9,587	13,630	
Medios	31	4,717	20,470	
Gruesos	4	3,223	6,954	
Total	39	5,063	20,470	

TABLA I. Desplazamientos de los bloques según su tamaño.

Teniendo en cuenta la totalidad de los tamaños, la diferencia media entre la posición inicial y final de los bloques ha superado los 5 metros. Analizando estos valores se aprecia una importante movilidad en los bloques de todos los tamaños, por lo que se entiende que los temporales que durante el invierno han llegado hasta la zona de estudio tienen una gran capacidad para modificar el estado de la playa.

Ante los resultados obtenidos para los distintos tamaños de los bloques, se ha pasado a analizar la zona de estudio en los tres sectores (Fig. 2) mencionados en el apartado metodológico (Tabla II). De este modo se puede comprobar la importancia que tiene la localización del material en relación con sus posibilidades de desplazamiento.

El sector A, a pesar de mostrar un aspecto distinto al de septiembre, presentaba unas variaciones medias menos importantes que la zona B, aunque en esta zona es donde se ha producido el cambio de posición más importante, superando los 20 metros. Cabe destacar que en esta localización se encuentran los bloques de menor tamaño, que tras el invierno se han acumulado en la parte superior. Los dos desplazamientos

principale	s de la zoi	na son e	n direcci	ón sures	te en la
franja sur	, mientras	que en	la parte	central	de este
sector la d	linámica lle	va los bl	oques had	cia el noi	reste.

Sector Núm		Desplazam. (m)		Dirección	
500101	1 (6111)	Medio	Máx.	Direction	
А	15	5,005	20,470	E-O; NO-SE	
В	13	7,265	18,29	SO-NE	
С	11	2,542	6,963	SO-NE; NE-SO	

TABLA II. Desplazamientos de los bloques según su localización.

Por su parte, el sector B (central) ha sido donde se produjeron los mayores desplazamientos de bloques, con un valor medio de 7,265 metros. Se trata de una zona muy activa en la que se perciben los cambios con claridad en las distintas campañas de campo. Su mayor exposición al oleaje de componente oeste hace que esta sea la zona de mayor movilidad del área de estudio. Aquí, el movimiento de los bloques es principalmente desde el sureste hacia el noroeste, situándose los bloques en el mes de marzo en zonas más bajas que en el momento de la introducción de los sensores.

El sector C (norte) es la que ha presentado una menor movilidad, lo que se relaciona con la menor influencia que tuvieron los temporales de componente oeste en la zona, al estar algo más resguardada que los restantes sectores. Además, se trata de una zona en la que muchos sensores han quedado enterrados a causa del movimiento de material producido durante el invierno. En esta zona existen dos dinámicas. Por una parte, en la zona norte los bloques se desplazan en dirección sur-suroeste, mientras que en la parte más próxima al centro del área de estudio el material se tiende a mover hacia el noreste.

#### DISCUSIÓN

La sucesión de temporales y la importancia de los mismos puede llevar a que en próximos análisis las dinámicas no sean iguales que las actuales, al ser el invierno pasado un periodo de pocos temporales, aunque eso sí, bastante severos. En trabajos como (Pérez-Alberti y Trenhaile, 2015a) se han evidenciado las diferencias existentes en función de las condiciones vividas en la zona de estudio en distintos años.

A causa del movimiento de los bloques que forman la playa puede que parte de los sensores queden cubiertos por otros, impidiendo así la recepción de su señal (Bertoni et al., 2016). En este sentido se espera que en próximas campañas de trabajo de campo se puedan recuperar *tags* no localizados en esta ocasión al tiempo que se realizará un mayor recubrimiento de la zona central del área de estudio, donde se ha podido observar el desplazamiento de bloques de tamaños considerables que aún no estaban monitorizados.

#### **CONCLUSIONES**

Los sensores RFID se muestran como una excelente herramienta para el estudio de la movilidad de los bloques en las costas rocosas. Con el empleo de estos dispositivos se ha observado como el 80% se los bloques se han desplazado de su posición original, lo que ayuda a comprender el poder de movilización que tiene el oleaje durante el invierno en la costa gallega.

#### REFERENCIAS

- Bertoni, D., Sarti, G., Grottoli, E., Ciavola, P., Pozzebon, A., Domokos, G., y Novák-Szabó, T. (2016): Impressive abrasión rates of marked pebbles on a coarse-clastic beach within a 13month timespan, Marine Geology. 381: 175-180.
- Bird, E. C. F. (2008). Coastal geomorphology. Wiley, Chichester.
- Blair, T. C. y McPherson, J. G. (1999): Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles, Journal of Sedimentary Research. 69: 6-19.
- Blanco-Chao, R., Pérez Alberti, A., Costa-Casais, M. y Valcárcel-Díaz, M. (2006): Abrasion processes in coarse-clastic beaches linked to rocky shore platforms, J Coast Res. 48: 21-18.

Blanco-Chao, R., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A. S.,

Costa-Casais, M. y Valcárcel-Díaz, M. (2007): Shore platform abrasion in a para-periglacial northwestern environment, Galicia, Spain, Geomorphology. 83: 136-151.

- Casamayor, M., Alonso, I., Cabrera, J., Rodríguez, S. y Sánchez-García, M. J. (2015): Long term recovery rates obtained using RFID technology at a mixed beach, Geologica Acta. 13: 85-96.
- Naylor, L. A., Stephenson, W. J. y Trenhaile, A. S. (2010): Rock coast geomorphology: recent advances and future research directions, Geomorphology. 114: 3-11.
- Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A. S., Pires, A., Lopez-Bedoya, J., Chamine, H. I., y Gomes, A. (2012). The effect of boulders on shore platform development and morphology in Galicia, north west Spain. Continental Shelf Research, 48: 122-137.
- Pérez-Alberti, A. y Trenhaile, A. S. (2015a): Clast mobility within boulder beaches over two winters in Galicia, northwestern Spain. Geomorphology. 248: 411-426.
- Pérez-Alberti, A. y Trenhaile, A. S. (2015b): An initial evaluation of drone-based monitoring of boulder beaches in Galicia, north-western Spain. Earth Surface Processes and Landforms. 40: 105-111.



FIGURA 2. Localización de los bloques monitorizados y representación del desplazamiento más habitual en cada zona

#### Difusión web de tasas de erosión en las playas de Andalucía: geovisores web para la exploración de datos

#### Web dissemination of Andalusian beach erosion rates: geoviewers for scientific data exploration

#### J.I. Álvarez Francoso<sup>1</sup>, J. Ojeda Zújar<sup>1</sup>, P. Díaz Cuevas<sup>1</sup>, A. Prieto Campos<sup>1</sup>, J.P. Pérez Álcántara<sup>1</sup>

1 Dpto. Geografía Física y AGR, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ Mª de Padilla, s/n 41004 Sevilla. jalvarez2@us.es, zujar@us.es, pilard@us.es, pcampos@us.es, jpalcantara@us.es.

**Resumen:** Se presentan dos estrategias de difusión web de los resultados del proyecto del P.N. CSO2014-51994-P, centrado en el cálculo de tasas de erosión (con diferentes *proxies*) para la totalidad de las playas de Andalucía y cinco periodos entre 1956 y 2011. La difusión de estos resultados en soportes tradicionales analógicos (mapas en papel) o digitales (pdf) se ve impedida por el alto nivel de detalle y la gran cantidad de información que supone. Por lo tanto, la difusión web resulta esencial para la toma de decisiones sobre la gestión ambiental y la concienciación social sobre los potenciales impactos de la erosión costera.

El primer geovisor se basa en la librería *Leaflet*. Pensado para usuarios generalistas, se ha enfatizado el tratamiento semiológico para garantizar la representación multiescalar y la comparación entre periodos y *proxies*. A las funcionalidades genéricas de estos visores se une la posibilidad de digitalización y exportación en KML, la carga de WMS externos, geolocalización GPS, la utilización de un catálogo y la personalización de proyectos por el usuario.

La segunda estrategia está orientada a especialistas. Este geovisor, desarrollado sobre *OpenLayers 3*, presenta dos funcionalidades nuevas: (i) el uso de peticiones WMS filtradas ofrece una mejor selección espacial y temporal y, apoyándose en diferentes variables temáticas almacenadas en la *BD PostgreSQL*, permite adaptar la visualización a los requisitos del investigador; (ii) utilizando peticiones WFS, es posible explorar los datos a demanda a través de gráficos interactivos y el cálculo de indicadores locales (erosión media de una playa, superficie de playa erosionada, etc.).

Palabras clave: Andalucía, litoral, tasas de erosión, exploración de datos, geovisores web.

**Abstract:** The accessibility to environmental information via web viewers using map services (OGC or proprietary services) has become more frequent since newly information sources (ortophotographs, LIDAR, GPS) are of great detail and thus generate a great volume of data which barely can be disseminated using either analogue (paper maps) or digital (pdf) formats. This information, if adequately disseminated, is crucial in decision making processes, risk management approaches and could help to increase social awareness related to environmental issues (particularly climate change impacts).

We present two strategies for dissemination of the results of the Spanish National Project CSO2014-51994-P, focused on the calculation of erosion/accretion rates (using different proxies) over the Andalusian coast during five periods from 1956 to 2011.

The first geoviewer is based on Leaflet client. This viewer has been designed to be used by the general public (citizens, policymakers, etc.) by combining a set of tools that gives access to related documents (pdfs) and other tools (saving sets of layers in custom projects, edition, measure, information, geo-localisation with GPS) which are displayed within an user-friendly interface.

The second geoviewer is an Openlayers 3 client intended to be used by technicians and specialists. It includes different functionalities (e.g., visualization of time-ranges, levels of uncertainty, interactive graphs or statistics) to fulfill the needs of these users. It takes advantage of the filtering capabilities of the CQL\_FILTER parameter from Geoserver to provide custom filtered requests to the WMS and WFS services.

Key words: Andalusia, coastline, erotion rates, data exploration, web geoviewers

#### INTRODUCCIÓN

En los últimos años, el intenso desarrollo de los sistemas y aplicaciones de geovisualización ha facilitado el acceso y la difusión de la información geográfica en la web, incrementando la interoperatividad y permitiendo la combinación de datos y servicios mediante el uso de estándares. Las aplicaciones *frontend* para la visualización de la información geográfica y los visores o geovisores web, proporcionan a la geovisualización un valor adicional, destacando la posibilidad de adaptar el marco espacial y temporal a distintas escalas (Ojeda Zújar, 2010). En la medida en que fomentan el trabajo colaborativo, también constituyen herramientas útiles para la planificación y la participación pública en la formulación de políticas, lo cual ha posibilitado y ampliado el uso de las TIG en lo que se conoce como *Public Participation GIS -PPGIS*- (Bugs et al., 2010; Dunn, 2007; Brooks et al., 2017). Al mismo tiempo, este desarrollo tecnológico ha propiciado la generación y almacenamiento de grandes cantidades de información geográfica a escalas de gran detalle (Overpeck et al., 2011; Hey and Trefethen, 2003) cuya difusión cartográfica es inviable en formatos analógicos (papel) o digitales (pdf).

En esta comunicación se presentan dos estrategias de difusión web de datos de erosión, resultantes del trabajo realizado en el contexto del proyecto del Plan Nacional titulado "Espacialización y difusión web a escalas de detalle de indicadores de vulnerabilidad de las playas de Andalucía como recurso turístico ante los procesos erosivos". Las dos estrategias están diseñadas con el objetivo principal de difundir estos datos de manera que respondan a las necesidades de dos grupos de usuarios finales (ciudadanos, políticos o investigadores) con niveles de especialización diferentes.

#### FUENTES DE DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos utilizados por Prieto (2017) recogen las tasas de erosión para todas las playas de Andalucía (640 km) en puntos situados a una equidistancia de 50 metros para diferentes periodos temporales (1956-1977-2001-2011). Las líneas de costa (proxies) a partir de las cuales se ha realizado el cálculo de las tasas de erosión han sido íntegramente digitalizadas por un único intérprete para garantizar su homogeneidad y se han utilizado los dos 2 proxies más utilizados dentro del tipo feature-based proxy: (i) el limite interior de la playa (p1, contacto playa/duna costera), más recomendable en estudios a medio-largo plazo; (ii) la última marca húmeda dejada por el oleaje en la última marea alta (p2), para utilizarlo como dato de contraste y en zonas donde el primer proxy diese problemas. La evolución de la anchura de la playa seca (backshore) ha sido considerada como un tercer proxy (p3).

La metodología utilizada para el diseño de los sistemas de difusión de estos datos puede resumirse en cinco etapas: definición de los perfiles de usuario, diseño general del sistema, modelado de la base de datos, diseño del servidor cartográfico y diseño e implementación de los geovisores.

#### Definición de los perfiles de usuario

En esta etapa se definieron los dos perfiles de usuarios a los que irían dirigidos los sistemas de difusión, y que determinan el diseño final de los geovisores.

El primer perfil se refiere a usuarios generalistas, no necesariamente expertos, entre los que se incluyen ciudadanos en general, políticos, gestores públicos, etc. Para este perfil de usuario se han considerado unos requisitos básicos como el diseño de una interfaz gráfica amigable, que disponga de las herramientas básicas de navegación, de un catálogo para el acceso a las capas de información y otras herramientas que permitan la interacción con la aplicación y la participación de los usuarios de forma bidireccional (comentarios del usuario sobre la información) y multidireccional (respuestas a comentarios de otros usuarios).

El segundo perfil responde a usuarios especializados (técnicos e investigadores). Los requisitos más específicos de estos usuarios están relacionados con la exploración interna de los datos, tanto desde el punto de vista espacial como temporal o temático. Por ello, se ofrece la posibilidad de crear múltiples vistas de los mismos (a demanda) y generar, a partir de ellas, indicadores y diferentes formas de visualización (gráficos) que faciliten la interpretación de la información.

#### Diseño general del sistema

El diseño general de ambos sistemas de difusión se muestra en la Fig. 1 y se basa en una misma arquitectura con tres componentes fundamentales: i) Un sistema gestor de base de datos espacial que almacena y sirve los datos; ii) Un servidor cartográfico para la generación de las capas y la simbología y su distribución mediante servicios; iii) un geovisor web para la interacción con el usuario final.



FIGURA 1. Esquema de la arquitectura de los sistemas.

Todo el sistema ha sido desarrollado utilizando aplicaciones de código abierto, sobre un servidor web nginx versión 1.9.5.

#### Modelado de la base de datos

El diseño de la base de datos sigue el esquema de la Fig. 2.



FIGURA 2. Esquema simplificado de la base de datos de erosión.

La base de datos se basa en un esquema simple en el que la tabla de datos (valores de las tasas para todos los periodos y proxies, así como información temática) contiene la clave primaria (el identificador de cada punto) que permite conectarla con las tablas correspondientes a las cuatro geometrías de puntos (en una relación de 1-1 con la clave foránea de las tablas de geometría).

El Sistema Gestor de Bases de Datos utilizado para el almacenamiento y gestión de la base de datos ha sido el *software* de código abierto PostGreSQL 9.6 con la extensión espacial PostGIS 2.3.

#### Diseño del servidor cartográfico

Para el diseño del servidor cartográfico se ha utilizado el *software* de código abierto Geoserver v.2.8.1. Las cuatro geometrías de puntos han sido definidas mediante vistas en la base de datos y posteriormente publicadas en forma de servicios interoperables OGC WMS y WFS.

Las cuatro geometrías son susceptibles de representar todas las variables existentes. Con el fin de representar cada una de las cuatro variables relativas a las tasas de erosión para cada uno de los cinco periodos de cálculo, se han definido 20 esquemas de simbología (tabla I) mediante el lenguaje SLD (*Styled Layer Descriptor*).

El servicio WMS, accesible desde cualquier cliente (modificando el parámetro *STYLES* para para representar la variable deseada, ver tabla 1), es accesible desde la URL:

http://viv3.cica.es:8092/geoserver/litoral/wms.

#### Diseño de los geovisores

Ambos geovisores han sido desarrollados utilizando HTML5 para la estructura de la página web, CSS3 para definir el diseño y Javascript para diseñar la interacción con el usuario final.

VARIABLE	PERIODO	ESTILO
Tasas Erosión p1	1956-2011	ero_5611
_	1956-1977	ero 5677
	1977-2001	ero_7701
	1977-2011	ero_7711
	2001-2011	ero_0111
Tasas erosión p2	1956-2011	ero_5611hw
	1956-1977	ero_5677hw
	1977-2001	ero_7701h
		W
	1977-2011	ero_7711h
		W
	2001-2011	ero_0111hw
Valor absoluto p1	1956-2011	nsm_5611ero
	1956-1977	nsm_5677ero
	1977-2001	nsm_7701ero
	1977-2011	nsm_7711ero
	2001-2011	nsm_0111ero
Evolución ancho de playa p3	1956-2011	evo_5611wi
	1956-1977	evo_5677wi
	1977-2001	evo_7701wi
	1977-2011	evo_7711wi
	2001-2011	evo_0111wi

TABLA I. Variables y estilos disponibles en el servicio WMS de erosión (hw: marca húmeda; ero: playa alta/duna: wi: anchura playa).

El visor generalista resulta de la adaptación del visor previamente desarrollado (Ojeda Zújar et al., 2015) por el grupo de investigación a los datos de tasas de erosión. Utiliza el cliente Javascript de mapas Leaflet y se alimenta de los servicios OGC generados por Geoserver, además de otros servicios externos.

El visor para especialistas utiliza la librería OpenLayers 3, y se sirve también de las capas servidas por Geoserver a través de los servicios WMS y WFS. Este geovisor aprovecha además la capacidad de Geoserver de aplicar filtros sobre las peticiones a los servicios mediante el parámetro *CQL\_FILTER*, para generar cartografías a demanda.

#### RESULTADOS

Los resultados se materializan en dos geovisores, de los que se muestra una captura de pantalla en las Figs. 3 y 4.

El visor genérico es accesible a través de la dirección <u>http://www.nacional 2.gis-and-coast.org/</u> y está compuesto por una página HTML única en la que se muestra el mapa en dos ventanas de visualización (sincronizadas o no) y un menú replegable a la izquierda que contiene el catálogo que gestiona las capas (figura 3). Combina una serie de herramientas que dan acceso a documentos relativos a los datos (pdf) y otras como la creación de proyectos personalizados, edición, medida, información, geo-localización con GPS, acceso a StreetView, los cuales facilitan la interacción de cualquier usuario con la información.

El visor especializado, accesible en la dirección http://viv3.cica.es/erosion/ incluye diferentes funcionalidades (como visualización de intervalos temporales, niveles de incertidumbre, gráficos interactivos o estadísticas) para satisfacer las necesidades de usuarios especializados. Se aprovechan de las capacidades de filtrado del parámetro *CQL\_FILTER* de Geoserver para proporcionar cartografía a demanda mediante solicitudes filtradas a los servicios WMS y WFS (Fig. 4).



FIGURA 3. Geovisor para usuarios genéricos.



FIGURA 4. Geovisor para usuarios especializados.

#### CONCLUSIONES

El uso de geovisores web constituye hoy día uno de los elementos esenciales para la difusión de resultados de cualquier proyecto de investigación y se presenta como la mejor opción para la presentación de grandes volúmenes de datos de forma multiescalar. La difusión es además fundamental en relación la toma de decisiones sobre la gestión ambiental y para fomentar la concienciación de la sociedad sobre los potenciales impactos de la erosión costera.

Aunque muchas aplicaciones web son desarrolladas en arquitecturas propietarias (*Google Maps, ArcGis server* y otras), consideramos que la utilización de software *open source* y servicios interoperables OGC, resulta más adecuada en el contexto científico y con algunas ventajas importantes: control de todo el proceso de difusión, posibilidad de reutilización del trabajo de desarrollo, etc.

Los resultados de este trabajo muestran el aprovechamiento de una misma arquitectura para responder a las necesidades de dos grupos de usuarios de características muy diferentes en relación con la difusión de un gran volumen de datos sobre tasas de erosión en la costa de Andalucía a diferentes escalas.

El visor generalista, gracias a sus funcionalidades de navegación, consulta y organización de la información, es una herramienta efectiva para la difusión de la información a usuarios con perfil menos especializado, mientras que el visor para especialistas ofrece grandes posibilidades para la exploración interna de los datos, su interpretación y la contrastación e incluso generación de nuevas hipótesis.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado del proyecto de investigación del Plan Nacional CSO2014-51994-P. Se agradece también la colaboración de Geographica en el desarrollo del visor Leaflet.

#### REFERENCIAS

- Brooks, C., Butt, G. and Fargher, M.eds. (2017): *The Power of Geographical Thinking*. International Perspectives on Geographical Education. Cham, Switzerland: Springer International Publishing.
- Bugs, G., Granell, C., Fonts, O., Huerta, J. and Painho M. (2010): An Assessment of Public Participation GIS and Web 2.0 Technologies in Urban Planning Practice in Canela, Brazil. *Cities* 27 (3): 172–81.
- Dunn, C.E. (2007): Participatory GIS a People's GIS?. Progress in Human Geography 31 (5), 616–37.
- Hey, A., and Trefethen, A.E.. (2003): The Data Deluge: An E-Science Perspective. In: *Grid Computing - Making the Global Infrastructure a Reality*, (F. Berman, G.C. Fox, and A.J.G. Hey, eds). Wiley and Sons. 809–24.
- Ojeda Zújar, J., Díaz Cuevas, P., Alvarez-Francoso, J.I., Pérez Alcántara J.P., y Prieto Campos, A. (2015): Geoportales y Geovisores Web: Un Colaborativo Nuevo Entorno Para La Producción, Acceso y Difusión de La Información Geográfica. In Análisis Espacial y Representación Geográfica: Innovación y (J. de la Riva, P. Ibarra, R. Aplicación. Montorio, and M. Rodrigues, eds). Universidad de Zaragoza. 777-86.
- Ojeda Zújar, J. (2010): Geovisualización: Espacio, Tiempo y Territorio. *Ciudad y Territorio. Estudios Territoriales*, 165-166: 445-59.
- Overpeck, J.T., Meehl, G.A., Bony, S. and Easterling, D.R. (2011): Climate Data Challenges in the 21st Century. *Science* 331 (6018): 700–702.
- Prieto Campos, A. (2017): Metodología para el cálculo, explotación y difusión de líneas de costa y tasas de erosión a medio plazo (1956-2011) en Andalucía. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla.

# Modificaciones en la línea de costa en la Ría de Muros y Noia (Galicia, NO de la Península Ibérica): 1956-2014

#### Changes at the coastline in the Muros – Noia estuary (Galicia, NO of Iberian Peninsula): 1956-2014

#### A. Mejuto<sup>1</sup>, A. Rodríguez<sup>1</sup> y A. Pérez Alberti<sup>2</sup>

1 Dpto. Geografía, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Santiago de Compostela, 15782 Santiago de Compostela.
 2 Facultad Geografía e Historia, Universidad de Santiago de Compostela, 15782 Santiago de Compostela.

**Resumen:** Este trabajo pretende analizar los cambios ambientales, tanto naturales como antrópicos, producidos en la línea de costa en un sector del litoral gallego, en concreto, tres lugares del sector Norte de la Ría de Muros y Noia: las flechas de Abelleira y Esteiro, y el puerto de Muros. El intervalo de estudio va desde 1956 al 2014 y se ha llevado a cabo gracias a las fotografías aéreas disponibles para este período, desde el Vuelo americano de 1956 hasta las últimas ortofotos disponibles del PNOA, contando con los fotogramas de los vuelos ministeriales disponibles. Posteriormente, el análisis mediante técnicas de tratamiento digital en un Sistema de Información Geográfica ofrece resultados de gran valor.

Este análisis ha permitido localizar las zonas donde se han producido cambios en este período para, de este modo, tratar describir las posibles causas y consecuencias que estos cambios han provocado en la línea de costa.

Palabras clave: línea de costa, SIG, cambios ambientales, fotografía aérea, PNOA.

**Abstract:** This work aims to analyze the natural and anthropogenic environmental changes produced in the coastline in a sector of the Galician coast, in particular, three sites in the northern sector of the Muros and Noia estuary: the arrows of Abelleira and Esteiro, and The port of Muros. The study period ranges from 1956 to 2014 and has been carried out thanks to the aerial photographs available for this period, from the American Flight of 1956 to the latest orthophotos available from the PNOA, with the available ministerial flights. Subsequently, the analysis by digital treatment techniques in a Geographic Information System offer results of great value.

This analysis has made it possible to locate the areas where changes have occurred in this period in order to try to describe the possible causes and consequences that these changes have caused at the coastline.

Key words: coastline, GIS, environmental changes, aerial photography, PNOA.

#### INTRODUCCIÓN

Las áreas costeras son sistemas naturales dinámicos y variables, sometidos a una gran diversidad de procesos naturales y a una fuerte presión antrópica.

El Norte de la Ría de Muros y Noia, se caracteriza por la presencia de acantilados bajos y pequeñas laderas interrumpidas por playas, sistemas de playas y dunas y pequeñas desembocaduras, así como un delta de relativa magnitud para la zona de estudio, pero que afecta ampliamente en la morfodinámica de la zona.

Asimismo, se trata de una zona muy enérgica, afectada por intensos temporales, que alteran los diferentes ambientes costeros y esencialmente los de mayor fragilidad. Pero uno de los factores que más ha afectado en las últimas décadas, ha sido el factor antrópico, ya sea con la intensificación de la urbanización, la gestión de las dos centrales hidroeléctricas de la zona, que disminuyen el aporte sedimentario o el cambio de usos del suelo, con un paulatino abandono de las tierras de cultivo. Para el estudio, se han empleado imágenes aéreas durante el período 1956 y 2014, lo que ha permitido localizar las zonas en las que se han producido mayores alteraciones, y en las que se ha centrado este trabajo, coincidiendo dos de ellas con zonas muy dinámicas de forma natural, al estar ligadas en gran medida a la actividad fluvial. Se han distinguido tres grupos de actuación (Fig. 1):

- Puerto de Muros
- Flecha de Abelleira
- Flecha de Esteiro

#### MATERIAL

Los materiales empleados para la realización de este estudio han sido principalmente fotografías aéreas que se han realizado en la zona desde el año 1956 hasta la actualidad (2014), procedentes todas ellas del Centro de Descargas del Instituto Geográfico Nacional, de



FIGURA 1. Selección de las zonas de estudio

acceso libre y gratuito (<u>http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/inde x.jsp</u>).

Se ha utilizado la fotografía aérea del Vuelo Americano de 1956 a escala 1:33000, varios fotogramas del vuelo interministerial realizado entre 1973 y 1986 a escala 1:18000, fotogramas del vuelo nacional de 1980 – 1986 a escala 1:30000 y varios fotogramas del vuelo de la Dirección General de Costas realizado entre los años 1989 y 1991 a escala 1:5000. Finalmente, también se han utilizado las ortofotos de los vuelos PNOA correspondientes a los años 2004, 2008, 2010 y 2014.

Para el tratamiento digital de las imágenes se ha utilizado el software ArcGis de ESRI versión 10.1.

#### METODOLOGÍA

Se ha seguido el esquema general de trabajo propuesto por Pardo y López (1998) visto en Brocal et al (2001), aunque con pequeñas modificaciones para adaptarlo al área de estudio, en el que se abarcan tres etapas diferentes: el tratamiento de las imágenes, la identificación de la línea de costa y por último, la evaluación de los cambios producidos en este período.

#### El tratamiento de las imágenes

Esta primera etapa comprende desde la descarga de los fotogramas y ortofotos del CNIG hasta la preparación de los archivos para la realización de una perfecta comparación entre sí.

La preparación de los fotogramas de los vuelos Interministerial, Nacional y el de Costas, ha sido el proceso que más tiempo ha consumido. En primer lugar, una vez descargados e insertados en el software de tratamiento digital, se ha procedido al recorte de la imagen del terreno en sí, descartando la información disponible en los bordes de los fotogramas referentes a la fecha de la toma de la foto, la escala o el organismo encargado de esta toma aérea.

Una vez realizado este primer paso, el siguiente consiste en la georreferenciación de estas imágenes tomando como documento base la ortofoto del PNOA del año 2004. Es necesario mencionar que al superponer un fotograma sobre una ortofoto existente no coinciden exactamente los detalles entre ambos documentos debido a que las ortofotos se han adaptado al terreno, mientras que los fotogramas no (Guía usuario IGN). Para minimizar este desplazamiento, se ha tratado de georreferenciar los fotogramas dando mayor importancia a la zona costera, pudiendo existir un mayor desplazamiento de la imagen a medida que nos alejamos de la costa. Este proceso se ha realizado mediante la herramienta georreferencing del software elegido.

#### Identificación de la línea de costa

Se ha realizado el trazado de la línea de costa para los diferentes años en las tres zonas de estudio mediante una digitalización manual sobre la pantalla del ordenador. Como resultado se obtienen un total de ocho mapas vectoriales de la línea de costa para cada sector de estudio. Esta digitalización puede contener errores debido a varios motivos, entre los que se encuentran: la dificultosa fotointerpretación en algunas imágenes aéreas, los posibles desplazamientos en las imágenes georreferenciadas, y las fuertes mareas que se dan en esta zona que modifican el nivel del mar, aunque se ha tenido en cuenta a la hora de digitalizar la línea que marca la marea alta.

En este tipo de trabajos se encuentran con una serie de problemas que han de tenerse en cuenta a la hora de analizar los resultados obtenidos, además de los mencionados anteriormente, la diferencia de escalas entre las distintas fotos aéreas utilizadas es otro inconveniente, ya que presentan distintos grados de definición (Garrote et al., 2004).

#### Evaluación de los cambios

El análisis de los cambios producidos por procesos de erosión/sedimentación, y por procesos de carácter antrópico en las zonas estudiadas se ha realizado de manera visual, y al mismo tiempo, se ha estimado la superfície de cambio entre el año 1956 y el más reciente del que se tiene información.

#### RESULTADOS

Una vez realizados los mapas vectoriales, su superposición permite realizar un análisis de la evolución de la línea de costa; en la figura 1, se representa la variación que ha sufrido la flecha de Abelleira. Sólo se ha mostrado en la imagen la línea de costa en los años 1956, 1980, 2004 y 2014, ya que

representar todos los años estudiados dificultaría su interpretación.

En ella (Fig. 2) se ve la variación de posición que ha tenido en estos años, con una clara tendencia a alejarse hacia el interior de la ría hasta finales del siglo pasado, mientras que en los últimos años, esta tendencia está cambiando, debido principalmente a la sedimentación y fijación de la flecha. De este modo, se está produciendo una retroalimentación positiva, favoreciendo la aparición de árboles y arbustos, que ayudan a que se continúe fijando en el lugar actual.



FIGURA 2. Evolución de la flecha de Abelleira entre 1956 y 2014

Acompañando este proceso se está produciendo un cambio en su tamaño. Partimos de un área de casi 18000 m<sup>2</sup> en el año 1956, llegando a casi 23000 m<sup>2</sup> en el vuelo de Costas entre el año 1989 y 1991, para pasar en la actualidad a poco más de 13500 m<sup>2</sup>. Este tamaño se ha medido teniendo en cuenta sólo la zona más estable de la flecha, en la que la influencia de las mareas tiene un efecto casi nulo. Cabe mencionar, que en los últimos años la afluencia de turistas a la zona también ha provocado que el área estable no aumente de tamaño, impidiendo que la masa arbórea y arbustiva fije los sedimentos de la flecha.

La segunda zona analizada es la flecha arenosa de Esteiro, en la desembocadura del río Maior. El cambio más significativo que se ha producido ha sido la construcción de edificaciones entre los años 1960 y 1970, provocando que los movimientos naturales de la barrera se vieran prácticamente anulados, con la aparición de arboles y especies vegetales que ayudan a una mayor fijación. En este período de tiempo, la superficie se ha reducido en torno a 10000 m<sup>2</sup>

Otra de las zonas analizadas es el puerto de Muros. En este caso, el análisis se basa en las diferentes ampliaciones que se sucedieron a lo largo de este período de tiempo. Como se puede ver en la figura 2, en al año 1956 existía un pequeño puerto pesquero que ocupaba unos 1000 m<sup>2</sup>, pasando a poco más de 57000 m<sup>2</sup> en la actualidad. Estas construcciones portuarias traen aparejados cambios en los arenales de la zona próxima. De este modo, la pequeña playa existente resguardada del puerto en el sector Sur ha visto disminuido su tamaño de manera notable en estos años. Esto es debido a que la deriva oceánica que arrastraba arena y la depositaba en esta playa, ahora se queda frenada por el nuevo puerto.



FIGURA 3. Sucesivas ampliaciones del puerto de Muros

#### CONCLUSIONES

El uso de las TIGs en el análisis de la evolución de la línea de costa se antoja como una solución eficaz y con elevada capacidad de actualización y regeneración (Núñez, 2014).

El análisis de los cambios naturales y antrópicos producidos en la línea de costa mediante el uso de imágenes aéreas y su posterior tratamiento en un SIG puede aportar información muy interesante y relevante para estudios costeros.

Las zonas analizadas han presentado cambios notables en el período de tiempo analizado, existiendo un balance sedimentario positivo hasta los años 90 y produciéndose un retroceso a partir de entonces acompañado de un mayor grado de fijación de la arena gracias a la aparición de especies arbustivas y arbóreas.

Este trabajo pretende continuar con estudios anteriores de esta zona tan dinámica naturalmente y ser la primera piedra de un análisis más pormenorizado de las causas que provocan estos cambios y las consecuencias que estas modificaciones están teniendo sobre los ecosistemas marinos. Al mismo tiempo, cambios que se producen por la mano del ser humano, que a priori pueden favorecer una mayor atracción turística, véase la ampliación de puertos recreativos, pueden tener consecuencias graves en playas y lugares de interés turístico.

#### REFERENCIAS

- Brocal, R., López García, M. J. y Pardo, J. (2001): Cambios en la línea de costa mediante fotografía aérea e imágenes IRS – PAN en el litoral valenciano: sector Cullera – Tavermes (1956 – 1999). Teledetección. Medio ambiente y cambio global, 225-228.
- Garrote, J. y Garzón, G. (2004): Análisis del retroceso del frente de costa usando fotogramas aéreos, Oyambre (Cantabria). *Procesos geomorfológicos y evolución costera*, 51-65.
- Guía del usuario de la Fototeca Digital del Centro Nacional de Información Geográfica. Instituto Geográfico Nacional.
- Núñez, F. M. (2014): Estudio de erosión de la playa de San Juan (Alicante) mediante TIGs. In XVI Congreso Nacional de Tecnologías de Información Geográfica.
- Pardo, J.E. y López, M.J. (1998): Evaluación de las técnicas de tratamiento digital de imágenes en el estudio de la evolución de las áreas costeras. In: Ordenación del Territorio y Medio marino, V reunión AET. Las Palmas de Gran Canaria: Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, p. 877-892.

# Incremento de la longitud de las series temporales de los satélites altimétricos mediante técnicas de extrapolación en la costa mediterránea peninsular.

## Increasing the length of the time series from altimetry satellites by means of extrapolation. The case of the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula.

#### P. Fraile-Jurado<sup>1</sup>, R. S. Ribeiro<sup>2</sup> y E. Ariza-Solé<sup>2</sup>

1 Departamento de Geografía Física y A.G.R. Universidad de Sevilla, Universidad de Sevilla 41004. pfraile@us.es 2 Dpto. Geografía Universidad Autónoma de Barcelona Bellaterra Barcelona 08193. raphaoceano@gmail.com

**Resumen:** Las series temporales de los satélites altimétricos son, con las de los mareógrafos, una de las dos fuentes principales de información sobre la evolución del nivel del mar. Sus principales ventajas sobre las series de los mareógrafos estriban en que permiten acceder a información espacialmente continua, en registrar cambios absolutos, y en una contrastada precisión. Algunos problemas anteriormente existentes en áreas costeras, como el problema del píxel mixto o aparentes errores en la calibración, han sido superados, o filtrados por la principal fuente de información de este tipo de registros, el Sea Level Research Group de la Universidad de Colorado. Sin embargo, el problema de la escasa duración de las series temporales (empezaron a funcionar en julio de 1992) no ha sido aún resuelto. En este trabajo se propone una metodología que permite alargar la serie hacia el pasado basándose en un análisis de correlación múltiple con datos procedentes de los registros de los mareógrafos, existentes desde décadas antes del lanzamiento de los satélites. Los resultados obtenidos indican que con cierto margen de error es posible interpretar la evolución del nivel del mar en cada celdilla de los satélites altimétricos desde los años 40 en el caso del litoral mediterráneo peninsular.

Palabras clave: subida del nivel del mar, satélites altimétricos, Topex – Poseidon, mareógrafos, regresión lineal.

**Abstract:** The time series of the altimetric satellites are of the two main sources of information on the evolution of the level of the sea. Its main advantages over the series of tide gauges are that they allow access to information spatially continuous, recording absolute changes. Some problems previously encountered in coastal areas, such as the mixed pixel problem or apparent calibration errors, have been overcome or filtered by the University of Colorado's Sea Level Research Group's main source of information. However, the problem of the short duration of the time series (which began to operate in July 1992) has not yet been solved. This paper proposes a methodology that allows extending the series to the past based on a multiple correlation analysis with data from the records of the gauges, which had existed for decades before the launch of the satellites. The obtained results indicate that it is possible to interpret the evolution of sea level in each cell of the altimetric satellites since the 1940s in the case of the peninsular Mediterranean littoral.

*Key words:* sea level rise, altimetry, Topex-Poseidon, tide gauges, lineal regression.

#### INTRODUCCIÓN

Uno de los principales elementos para la valoración de los riesgos costeros es la identificación de los cambios del nivel medio del mar. Los cuatro efectos principales de la subida del nivel del mar (inundación episódica, inundación permanente por pleamar, salinización de aguas dulces y erosión costera) dependen directamente de la posición del nivel medio del mar. La mayoría de los análisis de riesgos costeros dependen de la consideración de esta variable, junto con otras (oleaje, temporales...), como punto de partida para identificar los elementos afectados.

Existen dos fuentes esenciales de datos para el análisis de las tendencias y posiciones del nivel del mar en el pasado: los mareógrafos y los satélites altimétricos. Cada uno de los cuales presentan una grave carencia que a menudo dificulta análisis exhaustivos. Los registros procedentes de los mareógrafos pueden ser muy largos, pero su discontinuidad espacial a veces es extrema. Por ejemplo, en el Mediterráneo peninsular español únicamente la serie temporal del mareógrafo de Málaga ha medido el nivel del mar ininterrumpidamente desde los años 60 del siglo XX hasta el presente (Iglesias-Campos et al., 2010). De este modo, es difícil tener información de cierta fiabilidad sobre la evolución del comportamiento del nivel del mar en la costa catalana, por ejemplo. Los registros procedentes de los satélites altimétricos presentan una gran continuidad espacial, permitiendo análisis con una resolución espacial aproximada de 1º en estas latitudes. Sin embargo, sus registros comienzan en diciembre de 1992, por lo que su utilidad para realizar análisis temporales es limitada. Si bien cada vez son más comunes los análisis de tendencias a partir de estos registros (que en 2017 llegarán a una duración de 25 años), seguirán sin poder ofrecer información sobre el comportamiento del nivel medio del mar con anterioridad a 1992.

Son frecuentes las aportaciones realizadas con la intención de comparar el comportamiento de las series

de los mareógrafos y de los satélites. Durante los primeros años tras el lanzamiento de los satélites altimétricos Topex Poseidon y la serie de satélites Jason, estos trabajos trataban de dar validez a los alarmantes registros que identificaban, con cierta discusión en la comunidad científica (Cazenave et al. 1999; Pfeffer y Allemand, 2016). Una vez aceptada su validez como herramienta de medición de los cambios del nivel del mar, diferentes estudios han comparados los registros de ambas fuentes de información con la intención de validar las tendencias observas en ambos. En este sentido, destaca el reciente trabajo de Bonaduce et al. (2016), en el que, a partir de un limitado número de mareógrafo (solo dos situados en las costas españolas), se ha identificado una tendencia de 2,45 mm / año en el conjunto del Mar Mediterráneo, así como se ha elaborado un mapa de tendencias para todo el mar.

El trabajo que se presenta en esta comunicación tiene como objetivo incrementar la longitud de las series temporales de satélites altimétricos que comenzaron a medir el nivel del mar en 1992 a partir del análisis de regresión lineal de los registros de los mareógrafos.

#### ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio seleccionada es el litoral mediterráneo peninsular español. En esta zona, Fraile y Fernández (2016) han identificado mareógrafos con diferentes comportamientos del nivel medio del mar en cuanto a su tendencia. Los mareógrafos de Málaga (3,95 mm / año) (Fig. 1), Barcelona (6,6 mm / año, con series cortas) y Valencia (6,3 mm / año, con series cortas) mostraron fuertes tendencias de subida del nivel del mar. Sin embargo, los mareógrafos de Tarifa (Fig. 2), Algeciras, Alicante y Almería presentan tendencias nulas o no significativas estadísticamente.

#### DATOS

Los datos empleados para el análisis propuesto proceden de mareógrafos y de satélites altimétricos. Para los datos de estos últimos, se obtuvieron los registros del ámbito costero mediterráneo peninsular español de los satélites altimétricos Topex-Poseidon y la serie de satélites Jason. Los registros de estos satélites proporcionan entre dos y tres registros del nivel del mar para cada mes. Han sido obtenidos en el repositorio público de la Universidad de Colorado.

Los registros de los mareógrafos proceden del Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL), institución que recolecta, analiza y filtra series de datos procedentes de diferentes instituciones nacionales. Se obtuvieron todas las series mensuales de los mareógrafos de Tarifa, Algeciras, Málaga, Motril, Almería, Gandía, Sagunto, Valencia, Gandía y Barcelona. No obstante, de los mareógrafos analizados únicamente los da Tarifa, Algeciras. Málaga, Almería y Valencia comenzaban mucho antes de 1992, presentando además cierta continuidad. Se descartó el uso de los registros del mareógrafo de Alicante por la observación de importantes discontinuidades en su serie temporal.



FIGURA 1. Niveles medios del mar mensuales en el mareógrafo de Málaga.



FIGURA 2. Niveles medios del mar mensuales en el mareógrafo de Tarifa.

#### MÉTODOS

Se elaboró una matriz de correlaciones entre las diferentes series de niveles del mar, obteniendo el valor del coeficiente de correlación de Pearson sobre las diferentes series de registros de los mareógrafos y satélites altimétricos. A partir de las relaciones en las que se identificaron valores estadísticamente significativos, se elaboraron diferentes modelos de regresión lineal simple y múltiple tomando como variable dependiente los registros de los satélites y como variables independientes los diferentes registros de los mareógrafos. Al observar que los valores obtenidos del coeficiente de determinación eran semejantes en los análisis simple y múltiple, se eligió el análisis de regresión lineal simple como método único para la reconstrucción del pasado de los registros de los satélites, puesto que se observó que los análisis múltiples no siempre permitían pronosticar nuevos valores extrapolados, al identificarse frecuentes lagunas aun en las series de mareógrafos de mayor calidad. Los mejores modelos coincidieron únicamente con los registros de los mareógrafos de Tarifa y de Cádiz (Tabla I).

Latitud /	Mareógrafo	Mareógrafo	Mareógrafo
Longitud	1	2	3
36 / -5	Barcelona	Málaga	Tarifa
r <sup>2</sup>	0,482	0,437	0,496
36 / -4	Málaga	Tarifa	
r <sup>2</sup>	0,467	510	
36 / -3	Málaga	Tarifa	
r <sup>2</sup>	0,504	0,521	
36 / -2	Tarifa	Málaga	Gandía
r <sup>2</sup>	0,441	0,434	0,651
37 / -1	Barcelona	Tarifa	
r <sup>2</sup>	0,321	0,368	
38 / 0	Almería	Tarifa 2	
r <sup>2</sup>	0,364	0,371	
39 / 1	Tarifa	Almería 2	
r <sup>2</sup>	0,354	0,279	
40 / 1	Málaga	Tarifa	
r <sup>2</sup>	0,327	0,413	
41 / 2	Tarifa	Barcelona	Málaga
r <sup>2</sup>	0,393	0,323	0,306
42 / 4	Barcelona	Málaga	Tarifa
$r^2$	0,521	0,394	0,485

TABLA I. Mejores coeficientes de determinación significativos obtenidos en el análisis de correlación entre cada celdilla de satélite y cada registro de mareógrafo.

A partir de cada uno de los modelos de regresión lineal simple realizados para cada celdilla de los registros de los satélites se procedió a extrapolar hacia el pasado los registros de dichas series, alargándolas hasta principios de la década de los 40 del siglo XX.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los resultados obtenidos consisten en nuevas series temporales que comienzan entre octubre de 1943 y enero de 1944. Aparecen en las figuras 3 y 4 (no obstante, se obtuvieron resultados para las 10 celdillas analizadas, que no se muestran por motivos de espacio). Se evidencia una mayor variabilidad en los registros directos de los satélites altimétricos que en los valores extrapolados. Asimismo, todos los valores extrapolados aparentan mostrar una ausencia de tendencia, que contrasta fuertemente con los valores registrados por los satélites.

Es evidente que es preciso analizar con suma cautela los resultados obtenidos. En primer lugar, la simple observación de los registros denota una evidente mayor variabilidad en los registros de los satélites que en los valores extrapolados. Este fenómeno se debe a las características de ambos tipos de sensores, al presentar los mareógrafos registros filtrados durante el período completo de un mes, mientras los datos de los satélites proceden de la media de dos o tres valores instantáneos a lo largo de un mes. Este fenómeno ha sido identificado en la bibliografía existente (Fraile Jurado, 2011; Ablain et al., 2015).



FIGURA 3. Resultados obtenidos para 40°N 1° E.



FIGURA 4. Resultados obtenidos para 36°N 1°W.

Resulta más llamativa la aparente ausencia de tendencia en los valores extrapolados. Este fenómeno no se debe interpretar como una consecuencia del método empleado. Las tendencias observadas en los mareógrafos analizados están incluidas en los modelos de regresión elaborados, por lo que cabría esperar que el modelo elaborado las incorporase. Observando las series temporales de los mareógrafos de Málaga o de Tarifa (Fig. 1 y Fig. 2), es posible identificar cómo la tendencia de la primera parte de la serie (anterior a 1992) es nula en ambos (-0,3 mm / año en Tarifa, -0,2 mm / año en Málaga), por lo que los resultados obtenidos no invalidan, en principio, el método propuesto.

Una cuestión a resolver es la de hasta qué punto se están tomando literalmente las tendencias observadas en los mareógrafos analizados. Puesto que los resultados se han obtenido precisamente a partir de registros con tendencia nula o negativa en el periodo de predicción, no es posible responder a esta cuestión con los datos empleados. Sin embargo, es esperable que en el futuro, empleando series de datos más amplias o bien métodos de extrapolación múltiple en los que la ausencia de registros de una de las variables no penalice el resultado final, pueda solventarse esta cuestión.

#### CONCLUSIONES

El método propuesto permite extender hacia el pasado los registros de los niveles medios del mar registrados en las diferentes celdillas de los satélites altimétricos. Al poseer una mayor variabilidad los registros de los mareógrafos, análisis elaborados trasladan estas diferencias a los resultados obtenidos.

Es preciso profundizar en esta línea metodológica incorporando registros de otros territorios así como empleando propuestas metodológicas alternativas.

La utilidad de los resultados obtenidos reside en poder identificar posiciones altas y bajas del nivel del mar, encontrando potenciales eventos adversos en los picos más altos de nivel del mar. Será necesario correlacionar esta nueva base de datos con análisis de erosión, evolución de dunas, oleaje, etc para poder interpretar adecuadamente la evolución de la vulnerabilidad costera.

#### REFERENCIAS

- Ablain, M., Cazenave, A., Larnicol, G., Balmaseda, M., Cipollini, P., Faugère, Y y Andersen, O. (2015): Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project. *Ocean Science*, 11(1), 67-82.
- Bonaduce, A., Pinardi, N., Oddo, P., Spada, G., y Larnicol, G. (2016): Sea-level variability in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauges. *Climate Dynamics*, 47(9-10), 2851-2866.
- Cazenave, A., Doinh, K., Ponchaut, F., Soudarin, L., Cretaux, J. F., y Le Provost, C. (1999): Sea level changes from Topex-Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS. *Geophysical Research Letters*, 26(14), 2077-2080.
- Fraile Jurado, P. (2011); Análisis de las problemáticas asociadas a la espacialización, evolución y representación de niveles del Mar presentes y Futuros en Andalucía. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla.
- Fraile Jurado, P. y Fernández Díaz, M. (2016): Escenarios de subida del nivel medio del mar en los mareógrafos de las costas peninsulares de España en el año 2100. *Estudios Geográficos*, 77(280), 57-79.
- Fraile Jurado, P., Sánchez Rodríguez, E., Fernández Díaz, M., López Torres J. M., y Pita López, M. F. (2014): Estimación del comportamiento futuro del nivel del mar en las Islas Canarias a partir del análisis de registros recientes. *Geographicalia*, (66), 79-98.
- Iglesias-Campos, A., Simon-Colina, A., Fraile-Jurado, P., y Hodgson, N. (2010): *Methods for assessing*

*current and future coastal vulnerability to climate change.* Copenhague, Dinamarca, ETC/ACC Technical Paper, Bilthoven, the Netherlands: European Topic Centre on Air and Climate Change.

Pfeffer, J., y Allemand, P. (2016): The key role of vertical land motions in coastal sea level variations: a global synthesis of multisatellite altimetry, tide gauge data and GPS measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 439, 39-47.

#### Monitorizando la anchura de las playas mediante imágenes Landsat 8 en costas micromareales mediterráneas

Monitoring beach width using Landsat 8 imagery on micro-tidal Mediterranean coasts.

#### C. Cabezas-Rabadán y J.E. Pardo-Pascual

Grupo de Investigación de Cartografía Geoambiental y Teledetección (CGAT), Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría. Universidad Politécnica de Valencia 46022 Valencia. carlos.cabezas.rbdn@gmail.com; jepardo@cgf.upv.es.

**Resumen:** Las playas arenosas del Mediterráneo son espacios naturales muy cambiantes, con gran interés ambiental y económico para nuestra sociedad. Disponer de información actualizada de su anchura y de los cambios que ésta registra resulta clave para una correcta gestión del litoral. Partiendo de las 27 imágenes del satélite Landsat 8 disponibles para el año 2016 se han obtenido las distintas posiciones de la línea de costa empleando SHOREX. Así se ha logrado cuantificar la anchura media de playa y su variabilidad a lo largo del año, y emplearlas para detectar, de forma sencilla, los segmentos costeros que presentan anchuras problemáticas. Se ha podido mostrar la importancia de considerar la variabilidad de la línea de costa en el análisis del estado de las playas, así como las grandes ventajas que esta metodología presenta para la obtención de datos actualizados, monitorización y posterior gestión de estos espacios.

Palabras clave: detección de la línea de costa, anchura de playa, gestión litoral, teledetección, SHOREX.

Abstract: Sandy Mediterranean beaches are constantly changing natural spaces, with great environmental and socioeconomic interest. Updated information about beach widths and their changes is crucial for a proper coastal management. Different shoreline positions have been obtained from 27 Landsat 8 satellite images available for the year 2016 using SHOREX. These shorelines have allowed us to assess the average beach width and its variability along the studied year. This information has been employed to detect coastal segments with problematic widths easily. It is shown the importance of considering shoreline variability in beach state analysis, as well as the advantages this methodology offers for obtaining updated data, and monitoring and managing these spaces.

Key words: shoreline detection, beach width, coastal management, remote sensing, SHOREX.

#### INTRODUCCIÓN

Las playas son espacios naturales de gran importancia ambiental y socioeconómica. Constituyen entornos muy dinámicos, susceptibles de sufrir procesos erosivos y cambios agudos en cortos lapsos de tiempo, con consecuencias negativas para la sociedad que aprovecha este recurso

En este contexto, el seguimiento y la monitorización de estos espacios mediante una parametrización objetiva y cuantitativa, tal y como se propone mediante los Indicadores del Estado de la Costa (CSIs) (Davidson et al., 2007), resulta esencial. Estos permiten a los gestores del litoral una toma de decisiones lo más adecuada y temprana posible.

Distintos autores (Houston, 1996; Jiménez et al., 2011; Sardá et al.,2009) han enfatizado la necesidad de que las playas (entendidas aquí como playas emergidas) presenten una anchura mínima (de entre 30 y 35 m) que permita que actúen tanto como un elemento de protección de la costa o como un recurso recreativo y de ocio, esencial para el sector turístico y la socioeconomía (Alexandrakis et al., 2015). Realizar un seguimiento de la anchura de la playa emergida resulta esencial, todo y que el extraordinario dinamismo de estos espacios obliga a un monitoreo continuo en el tiempo. Ello se ha resuelto con relativa sencillez en áreas

videomonitorizadas, siendo de difícil aplicación sobre amplios sectores costeros.

Las imágenes de satélite de resolución media, con alta frecuencia de revisitado a una misma zona del litoral, constituyen una fuente de información muy interesante para este propósito, pero tienen como inconveniente la resolución espacial excesivamente grosera de sus imágenes. Para resolver esta limitación se han desarrollado herramientas analíticas como el software SHOREX. que permiten deducir automáticamente la posición de la línea de costa a nivel sub-pixel, alcanzando una precisión de 5 m EMC (Pardo-Pascual et al., 2012). Esta precisión es sustancialmente menor a la que se puede obtener de otras fuentes más convencionales como las ortofotos, pero presenta como ventaja evidente la captación de múltiples posiciones de la línea de costa a lo largo de un año. De esta forma se han podido definir indicadores como la línea de costa media anual (Almonacid-Caballer et al., 2016), que permite caracterizar más eficientemente la dinámica evolutiva interanual de las playas. Asimismo, disponer de muchas posiciones de la línea de costa a lo largo del tiempo posibilita detectar las anchuras críticas de cada segmento de playa en cualquier momento del año. En el presente trabajo se utilizará SHOREX para extraer múltiples líneas de costa a partir de las imágenes Landsat 8 registradas sobre la zona de estudio. Con estos datos se pretende evaluar hasta qué punto puede ser necesario disponer de múltiples mediciones de la anchura para detectar correctamente las zonas con anchuras problemáticas, permitiendo afrontar correctamente la gestión de las playas.

#### DATOS Y METODOLOGÍA

#### Zona de estudio

Los análisis se realizan a lo largo de cerca de 20 km de playas arenosas, al norte y sur del puerto de Valencia. Se trata de una costa micromareal, que puntualmente registra variaciones del nivel del mar superiores a los 70 cm. Asimismo se encuentran olas bajas (0.7 m de oleaje significante) y periodos cortos (picos de 4.2 s), aunque durante las tormentas se alcanzan los 5 m y 15 s de periodo. (Pardo-Pascual et al., 2014). El área presenta una fuerte deriva norte-sur, todo y que el transporte sedimentario asociado se encuentra alterado por numerosas estructuras antrópicas.

### Obtención de la línea de costa a partir de imágenes satelitales

Para el análisis se dispone de 27 imágenes registradas por el sensor OLI del satélite Landsat 8 en el año 2016 (Fig. 1).



FIGURA 1. Distribución temporal de las imágenes Landsat 8.

En concreto, se ha trabajado con la banda 6, a una resolución espacial de 30 m. A partir de estas imágenes, mediante el software SHOREX se han obtenido de forma automática y en formato puntual (una posición cada 7.5 m) las líneas de costa de las diferentes fechas.

### Definición de la línea interior de playa y de los segmentos de análisis

Por otra parte, se ha definido el límite interior de las playas mediante fotointerpretación a partir de ortofotos del PNOA (Fig. 2). Esta línea ha sido subdividida en segmentos de 200 m de longitud que sirven de referencia para el análisis.

Se han calculado las distancias existentes entre cada punto de cada línea de costa y la línea interior, definiendo así las anchuras puntuales. A su vez, a cada punto de línea de costa se le ha asignado el identificador del segmento de línea interior frente al que se ha calculado la distancia. De esta forma se ha podido calcular, para cada segmento de 200 m, la anchura de playa asociada a cada fecha. Con estos datos se han extraído estadísticas básicas como la anchura media anual de la playa en cada segmento de 200 m y su desviación estándar, todo ello mediante un software creado *ad hoc*.



FIGURA 2. Puntos de la línea de costa del 06/04/2016 (verde) y línea interior empleada como línea de referencia, representada por colores de acuerdo a la anchura media de la playa en ese segmento.

#### RESULTADOS

En la figura 3 se muestra, para cada segmento y de norte a sur, la anchura media del 2016 y la anchura media menos su desviación estándar. También se han señalado (líneas amarilla y roja) las anchuras mínimas definidas por la literatura para un adecuado uso recreativo o de defensa de la costa (30-35 m). En la figura 4 se muestran mediante códigos de colores los segmentos costeros que presentan anchuras por encima o debajo de estos límites. Se observa como la mayoría de los segmentos de playa presentan una anchura media anual superior al umbral de 30-35 m, excepto un conjunto de segmentos erosivos al sur del puerto.



FIGURA 3. Anchura media y anchura – SD junto a los umbrales de 30-35m definidos por la literatura, para cada uno de los segmentos de norte a sur.

#### DISCUSIÓN

La anchura media no tiene en consideración la intrínseca variabilidad anual. Esto hace que sea un parámetro insuficiente para localizar los segmentos de playa que, al menos una parte significativa del año, presentan una anchura insuficiente para los usos recreacionales y de defensa. El uso de la posición media menos su desviación estándar se aproxima esta realidad, dado que –aceptando que la variabilidad de la anchura sigue una distribución normal— representa la anchura de cada segmento de playa en aproximadamente el 33% de las situaciones en que es más estrecha.

Ahora bien, si se comparan los resultados obtenidos mediante esta variable frente al empleo de la anchura media, se observa como el número de segmentos que sobrepasa los umbrales definidos como problemáticos aumenta de forma sustancial (Fig. 4). Así, mientras que al emplear la anchura media anual tan solo el 6,2% de los segmentos se definían como problemáticos, al emplear la nueva variable que tiene en cuenta la variabilidad intra-anual este número se multiplica, pasando a aparecer un 26,9% bajo el umbral de los 30 m, y un 47,6% inferior a los 35 m (Tabla I).

Playas con anchura	Anchura media		Anchura media - SD	
inferior al umbral	< 30 m	<35 m	< 30 m	< 35 m
Longitud (m)	1120	3960	4800	8400
%	6,2	21,7	26,9	47,6

TABLA I. Longitud de costa con una anchura de playa media o anchura media – SD inferior a 30 y 35 m. La longitud se expresa en metros y en porcentaje respecto a la longitud total de costa analizada.

Resulta discutible si la variable definida como anchura media menos una desviación estándar es suficientemente expresiva. De hecho, se está suponiendo que la distribución de anchuras medias en cada segmento de playa sigue un patrón gaussiano, lo que a la vista de lo que sucede en algunos segmentos (obsérvese el segundo ejemplo de la Fig. 5), no siempre es así.



FIGURA 5. Histograma de frecuencias con el número de puntos de la línea de costa que registran las diferentes anchuras en los segmentos A y B señalados en la Fig. 4.

En todo caso, dado que estas estimaciones parten de la disponibilidad de todas las medidas puntuales de anchura, y de la creación una herramienta analítica *ad hoc*, es evidente que, atendiendo a los objetivos específicos del estudio, se pueden obtener otros estadísticos más útiles, como podrían ser los percentiles del 10% o del 90%.



FIGURA 4. Segmentos de litoral mostradas en una escala de colores según los valores de la anchura de playa (izq.) y de la anchura menos su variabilidad (drcha.). (ETRS89 UTM31N).

Más allá de discutir sobre qué parámetro específico es más útil, resultan evidentes las ventajas que el empleo de muchos registros de la posición de la orilla a lo largo de un mismo año presenta. Pese a presentar niveles de precisión sustancialmente inferiores a formatos estándar como las ortofotografías, el registro de continuo a lo largo del año permite tomar en consideración un rasgo característico de las playas como es su variabilidad que, de otra forma, no se registra. Quedaría la duda de si la menor precisión de las líneas de costa extraídas desde las imágenes es suficiente o no, pero para ello vale la pena comparar los aproximadamente 5 m de error potencial de cada línea respecto a los valores de variabilidad del conjunto de los segmentos de playa analizados. La desviación estándar media de la anchura de playa en los segmentos analizados ha sido de 6,37 m, alcanzando en algunos casos los 11,13 m. Por tanto, es evidente que la variabilidad es superior al error potencial de este tipo de líneas de costa.

Otra cuestión esencial es saber si puede haber suficientes líneas de costa a lo largo de un año, y hasta qué punto reflejan toda la variabilidad real de la playa. En este caso se han contado con 27 escenas útiles empleando solo imágenes Landsat 8 pero no debemos olvidar que desde 2015 también están disponibles las imágenes Sentinel-2, con mejor resolución espacial y mayor frecuencia de paso. Es evidente pues que, para la mayoría de la costa mediterránea española, la disponibilidad de imágenes útiles no puede considerarse como un factor limitante.

Respecto a la cuestión de si la variabilidad medida a partir de las imágenes satelitales refleja toda la variabilidad real, es evidente que no. Esto se debe a que, de manera habitual, durante los momentos de temporal el cielo esté cubierto y, por tanto, no se dispone de imágenes en los momentos más críticos.

Con todo, la creación de un software como SHOREX que permite de forma automática obtener las líneas de costa, abre sin duda una posibilidad real de disponer de un sistema de monitoreo que controle eficientemente sobre todas costas mediterráneas españolas la anchura de las playas tomando en consideración su variabilidad, lo que aporta un dato esencial para la correcta gestión de la costa.

#### CONCLUSIONES

Se presenta una metodología de trabajo exportable a todo el litoral en la que, partiendo de la extensa cantidad de información actualizada disponible en las imágenes satelitales, se parametrizan elementos clave del comportamiento de las playas, como lo son su anchura media y su variabilidad a lo largo del año, que permiten realizar una monitorización adecuada de estos espacios, indispensable para una correcta gestión.

En la zona de estudio se ha realizado la detección de segmentos de playa problemáticos de acuerdo a su anchura, proponiendo una nueva variable que tiene en cuenta la variabilidad. No obstante, se ha comprobado que las anchuras medidas a lo largo del año no siguen una distribución normal. Debido a ello, se propone explorar en mayor profundidad soluciones en este campo, planteando trabajar con percentiles, representativos de la anchura registrada un cierto número de días a lo largo del año.

Por otra parte, la disponibilidad de datos de nuevos satélites como Sentinel-2, reducirá el tiempo de revisitado y puede aumentar la precisión de la monitorización.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado del proyecto de investigación RESETOCOAST (CGL2015-69906-R) del Programa Retos-2015 del *Ministerio de Economía, Industria y Competitividad.* 

Al mismo tiempo, se ha beneficiado de la beca de investigación FPU otorgada por el *Ministerio de Educación y Ciencia* a C. Cabezas-Rabadán.

#### REFERENCIAS

- Alexandrakis, G., Manasakis, C., & Kampanis, N. A. (2015): Valuating the effects of beach erosion to tourism revenue. A management perspective. Ocean and Coastal Management, 111(July), 1-11.
- Almonacid-Caballer, J., Sánchez-García, E., Pardo-Pascual, J. E., Balaguer-Beser, A. A., & Palomar-Vázquez, J. (2016): Evaluation of annual mean shoreline position deduced from Landsat imagery as a mid-term coastal evolution indicator. *Marine Geology*, 372, 79-88.
- Davidson, M., Van Koningsveld, M., de Kruif, A., Rawson, J., Holman, R., Lamberti, A., Aarninkhof, S. (2007): The CoastView project: Developing video-derived Coastal State Indicators in support of coastal zone management. *Coastal Engineering*, 54(6–7), 463–475.
- Houston, J. R. (1996): Beach fill design. En: Advances in Coastal and Ocean Engineering 2 (Liu, P.L-F. Ed.), (pp. 199–230). World Scientific.
- Jiménez, J. A., Gracia, V., Valdemoro, H. I., Mendoza, E. T., Sánchez-Arcilla, A., Tonatiuh Mendoza, E., & Sánchez-Arcilla, A. (2011): Managing erosioninduced problems in NW Mediterranean urban beaches. *Ocean and Coastal Management*, 54(12), 907-918.
- Pardo-Pascual, J. E., Almonacid-Caballer, J., Ruiz, L. a., Palomar-Vázquez, J., & Rodrigo-Alemany, R. (2014): Evaluation of storm impact on sandy beaches of the Gulf of Valencia using Landsat imagery series. *Geomorphology*, 214, 388-401.
- Pardo-Pascual, J. E., Almonacid-Caballer, J., Ruiz, L. A., & Palomar-Vázquez, J. (2012): Automatic extraction of shorelines from Landsat TM and ETM+ multi-temporal images with subpixel precision. *Remote Sensing of Environment*, 123, 1-11.
- Sardá, R., Mora, J., Ariza, E., Avila, C., & Jimenez, J. A. (2009): Decadal shifts in beach user sand availability on the Costa Brava (Northwestern Mediterranean Coast). *Tourism Management*, 30(2), 158-168.

# Combinación de criterios geomorfológicos y ecológicos para la clasificación de los tipos de hábitats costeros españoles.

## Combining geomorphological and ecological criteria for the classification of the Spanish coastal habitat types.

#### M. Aranda<sup>1</sup>, F.J. Gracia<sup>1</sup> y A. Pérez-Alberti<sup>2</sup>

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, CASEM, Universidad de Cádiz, Av. República Saharaui s/n 11510 Puerto Real, Cádiz. javier.gracia@uca.es , maranda1@tragsa.es

2 Laboratorio de Tecnología Ambiental, Instituto de Investigaciones Tecnológicas, Universidad de Santiago de Compostela, Bloque A, Campus Universitario Sur, 15782 Santiago de Compostela. <u>augusto.perez@usc.es</u>

**Resumen:** En el presente trabajo se aplican criterios geomorfológicos y ecológicos para la elaboración de una clasificación geoecológica dicotómica de ambientes y hábitats costeros españoles con el objeto de simplificar, en la medida de lo posible, las extensas clasificaciones de hábitats existentes y establecer una nueva visión, más pluridisciplinar y fácil de interpretar, de la rica diversidad ecosistémica costera española. Para ello, se han tomado en consideración otras clasificaciones previas y se han aplicado criterios diversos, de índole geomorfológica, dinámica y ecológica. Inicialmente se han diferenciado 3 grandes regiones biogeográficas: Atlántica, Mediterránea y Macaronésica. Tras la aplicación de criterios geomorfológicos y oceanográficos (como orientación de la costa, tipo de oleaje, mareas, aporte sedimentario, principales formas características, etc.), se han subdividido las regiones en 8 provincias geoecológicas: Gallega, Cantábrica, Golfo de Cádiz, Costa del Estrecho, Costa Brava, Costa Baja Levantina, Costa Alicantina-Balear y Costa de Alborán. Una vez hecha la diferenciación regional, se han identificado 9 grandes grupos de ambientes costeros: acantilados, plataformas rocosas, playas, dunas, marismas, grandes calas y bahías poco profundas, lagunas costeras/albuferas, estuarios mareales y rías, y deltas mediterráneos. Para la diferenciación de cada ambientes es han tenido en cuenta factores bióticos y abióticos, como la dinámica morfosedimentaria o las comunidades vegetales predominantes, así como las relaciones con otros ambientes cercanos.

Palabras clave: clasificación, ambiente geomorfológico, hábitats.

Abstract: In the present work, geomorphological and ecological criteria have been applied to elaborate a dichotomous geo-ecological classification of the Spanish coastal environments and coastal habitats. In order to simplify, as far as possible, the extensive existing habitats classifications and to establish a new multidisciplinary and easily readable vision, of the huge Spanish coastal biodiversity, previous classifications have been taken into account and diverse criteria have been applied, from a geomorphological and dynamical to an ecological nature. Initially, three major bioregions have been differentiated: Atlantic, Mediterranean and Macaronesian. After the use of geomorphological and oceanographic criteria (like coastal orientation, waves regime, tidal range, sediment input, main characteristic forms, etc.), the bioregions have been divided into 8 geo-ecological provinces: Galician, Cantabrian, Cádiz Gulf, Gibraltar Strait, Costa Brava, Low Levantine coast, Alicantine-Balear (Balearic) coast and Alborán coast. Once the regional distinction has been made, 9 major groups of coastal environments have been identified: cliffs, rocky platforms, beaches, dunes, saltmarshes, big shallow bays, coastal lagoons, tidal estuaries and Mediterranean deltas. The differentiation of every single environment has been made taking into account biotic and abiotic factors, like the morpho-sedimentary dynamics, the dominant plants or the relation with near coastal environments.

Key words: classification, geomorphological environment, habitats

#### INTRODUCCIÓN

Existe una estrecha relación entre el desarrollo de los distintos hábitats costeros y el ambiente morfológico y dinámico sobre el que se ubican. La interacción entre procesos bióticos y abióticos es total en algunos de ellos como las dunas o las marismas: los procesos morfosedimentarios dan lugar a acumulaciones sedimentarias favorables para la colonización de determinadas plantas específicamente adaptadas a estos ambientes. Posteriormente, estas mismas plantas tienen un papel decisivo en la expansión y evolución de las formas resultantes. A la vista de esta estrecha vinculación, resultaría muy útil unificar los criterios ecológicos y geomorfológicos para obtener una visión común de los ambientes costeros, en forma de una clasificación unitaria, inexistente hasta la fecha.

En el presente trabajo se han evaluado y comparado tres clasificaciones de hábitats muy conocidas y utilizadas en el ámbito de la ecología europea. El objetivo del trabajo es unificarlas, en la medida de lo posible, combinándolas con criterios geomorfológicos para obtener una única clasificación más simple y accesible para distintos especialistas, como paso previo para una futura deseable conjunción y unificación de términos. La clasificación que se propone se ha aplicado al territorio español, en el que existe una elevada diversidad de ambientes y formas costeras (Goy y Zazo, 2005), distribuidas casi homogéneamente por las distintas regiones a lo largo de sus más de 9000 km de longitud.

#### METODOLOGÍA

La información principal utilizada para la elaboración del presente trabajo se ha obtenido de tres fuentes de datos distintas: los Tipos de Hábitats de Interés Comunitario en España (Ministerio de Medio Ambiente, 2005), la clasificación EUNIS (European Union Nature Information System, Revised 2004) y la clasificación CORINE Land Cover (Comission of the European Communities, 1991). Además, se ha inventariado toda la costa española con el fin de identificar morfologías que no estuvieran presentes en las clasificaciones. Este último procedimiento se ha llevado a cabo a través del visor del Instituto Geográfico Nacional (Iberpix4) y de la aplicación Google Earth<sup>®</sup>.

Se han combinado tres clasificaciones distintas: en primer lugar, una división del medio costero nacional en regiones biogeográficas (la bioregión Atlántica se ha divido, a su vez, en dos subregiones, norte y sur, atendiendo a criterios fundamentalmente climáticos y geomorfológicos). En segundo lugar, se ha llevado a cabo una división de las regiones biogeográficas en provincias utilizando factores que determinan la geomorfología costera de cada provincia, como son: contexto estructural, litología, y aspectos de dinámica litoral tales como el rango mareal, orientación de la costa y vientos dominantes (Goy y Zazo, 2005).

Por último, se han identificado los grandes grupos de ecosistemas costeros presentes en las costas españolas mediante la distribución de hábitats de la Red Natura 2000 (Bartolomé et al., 2005).

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Atendiendo a la distribución geográfica de la costa española, se han identificado 3 regiones biogeográficas (Fig. 1): Región Atlántica, que se ha dividido a su vez en 2 sub-regiones, Noratlántica y Suratlántica, Región Mediterránea y Región Macaronésica.

La Región Noratlántica se ha divido en dos provincias: Cantábrica y Gallega. La provincia Gallega incluye la costa comprendida entre Ribadeo y la frontera con Portugal. Esta costa de hundimiento se desarrolla fundamentalmente sobre materiales graníticos, dando un litoral rocoso muy recortado, con gran presencia de rías, especialmente en el sector occidental. La provincia Cantábrica se extiende por toda la costa norte de la península Ibérica hasta la frontera con Francia. La morfología de esta vertiente se caracteriza por un escalonamiento de plataformas rocosas plio-cuaternarias disectadas por ríos de distinto desarrollo que en la zona costera desarrollan numerosos e importantes estuarios fuertemente controlados por las mareas, con rangos meso y macromareales. Abundan los acantilados y costas rocosas sobre materiales carbonatados, que desarrollan numerosas formas kársticas.

La Región Suratlántica se divide en dos provincias, por un lado, el Golfo de Cádiz, que abarca desde la costa de Huelva hasta el Cabo de Trafalgar, y que se caracteriza por desarrollar costas bajas sedimentarias, alimentadas por ríos importantes, que generan formas acumulativas como playas, dunas o marismas mesomareales. Por otro lado, la costa del Estrecho abarca hasta punta Chullera (Málaga) y presenta bloques compartimentados por un sistema de fallas normales y de desgarre que dan lugar a una costa recortada donde alternan los acantilados en materiales generalmente silíceos y las ensenadas con desarrollo de formas acumulativas micromareales (Goy y Zazo, 2005).

La Región Mediterránea se caracteriza por dos factores fundamentales; por un lado, un rango de mareas micromareal; por otro, la intensa actividad neotectónica que desde el Mioceno superior controla la distribución del relieve en el litoral (Goy y Zazo, 2005). Se divide en 4 provincias: la Costa Brava, situada entre la frontera con Francia y Tarragona, caracterizada por un predominio de costas rocosas acantiladas, a menudo sobre rocas silíceas, alternantes con ensenadas sedimentarias alimentadas por ríos de procedencia regional o local. A continuación, la Costa Baja-Levantina se extiende hasta el Cabo de San Antonio y se caracteriza por el predominio de formas acumulativas de tipo restinga-albufera, así como diversos deltas y estuarios. Posteriormente, la Costa Alicantina-Balear engloba las Islas Baleares, y la Costa Levantina entre el Cabo de San Antonio y Cabo de Palos; se caracteriza por el predomino de acantilados calcáreos, afectados por intensa karstificación, alternantes con ensenadas sedimentarias que reciben escasos aportes de ríos locales. Por último, la Costa de Alborán abarca desde el Cabo de Palos hasta Punta Chullera; se trata de una costa de emersión caracterizada por un predominio de acantilados sobre rocas silíceas metamórficas, alternantes con pequeñas ensenadas y deltas.



FIGURA 1. Clasificación general del medio costero en España por regiones biogeográficas y provincias.

Finalmente, en la Región Macaronésica no se ha considerado necesario hacer una división en provincias. El modelado de este litoral se debe fundamentalmente a su litología, tipo y frecuencia de erupciones volcánicas y la composición de sus materiales, además de la acción del clima.

En lo que se refiere a tipos de ecosistemas costeros españoles, se propone un total de 10 grandes conjuntos: acantilados, plataformas rocosas, bahías y calas poco profundas, playas, dunas, marismas, marjales y lagunas costeras, salinas, deltas mediterráneos y estuarios mareales y rías (Fig. 2). Cada uno de estos conjuntos recoge a su vez los tipos de hábitats de interés comunitario en España así como aquellos que no están contemplados en este listado pero se consideran de interés para su caracterización y conservación.

#### CONCLUSIONES

A nivel metodológico, identificar, clasificar y describir la compleja casuística de ambientes costeros en España no es una tarea fácil. Probablemente, sea uno de los países de Europa con mayor variedad y complejidad de hábitats costeros. La combinación de criterios geomorfológicos y ecológicos ha permitido elaborar una primera clasificación unificada de ambientes y hábitats costeros para el conjunto del territorio español.

El resultado muestra la amplia variedad de ambientes costeros presentes en todo el territorio nacional que precisan de una evaluación de su estado de conservación, así como de una gestión que permita la preservación tanto de la dinámica natural dominante en ellos, como de los valores ecológicos asociados. Esta clasificación pretende ser un primer paso de cara a una futura unificación de la nomenclatura de los términos utilizados para la identificación de ambientes costeros, que pueda ser utilizada por distintos especialistas.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se desarrolla en el marco de la Encomienda de Gestión de la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental y Medio Natural a TRAGSATEC "*Establecimiento de un sistema estatal de seguimiento del estado de conservación de los tipos de hábitat en España*" (Expediente 15MNES014) y es una aportación al grupo de investigación RNM328 del Plan Andaluz de Investigación (Junta de Andalucía).

#### REFERENCIAS

- Bartolomé, C., Álvarez Jiménez, J., Vaquero, J., Costa, M., Casermeiro, M. A., Giraldo, J. y Zamora, J. Hidalgo, R. (Dir.) (2005). *Tipos de hábitat de interés comunitario de España: Guía básica*. Ministerio de Medio Ambiente. Dirección General para la Biodiversidad. Madrid, 287 p.
- Davies, C. E., Moss, D. y O Hill, M. (2004): EUNIS HABITAT CLASSIFICATION. Revised 2004.
  European Environment Agency. European Topic Centre on Nature Protection and Biodiversity.
- EEA: European Environment Agency (2006): CORINE land cover 2000 coastline Data and maps. European Commission, Copenhagen.
- Goy, J. L. y Zazo, C. (2005): El Litoral. En: Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000. (A. Martín Serrano, ed.): Instituto Geológico y Minero de España, 137-156



FIGURA 2. Clasificación general de todos los tipos de hábitats costeros del litoral español.

# Reactivación del sistema playa-duna de Tirant (N de Menorca) asociada a la falta de gestión y extracción de áridos

## Reactivation of the Tirant beach-dune system (north of Minorca) associated with the lack of management and sand quarrying

C. Garriga-Sintes<sup>1</sup>, J. Á. Martín-Prieto<sup>2</sup>, F. X. Roig-Munar<sup>2</sup> y A. Rodríguez-Perea<sup>3</sup>

1 Carrer Sant Llorenç, 4, es Migjorn Gran, 07749 Menorca, carmengsintes@gmail.com

2 QU4TRE, consultoria ambienta. C/ Carritxaret 18-6, es Migjorn Gran, 07749 Menorca, xiscoroig@gmail.com

3 Dpto. de Geografía, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. Carretera de Valldemossa, km 7,5

**Resumen:** El sistema playa-duna de Tirant, situado en la costa N de Menorca, fue explotado mediante la actividad de extracción de áridos para la construcción entre las décadas de los años 1970 y 1990. Los resultados morfológicos de estas actuaciones dieron como resultado un impacto en el sistema dunar semiestabilizado, con una notable pérdida de sedimento que se agravó por la falta de gestión de la *foredune*. Se analizan los procesos morfológicos del sistema playaduna derivados de la falta de cumplimiento de la Ley de Minas, por lo que respecta a la restauración del medio natural, y de la Ley de Costas, por lo que hace a la gestión del sistema playa-duna. Los resultados obtenidos en este trabajo ponen de manifiesto las consecuencias geoambientales por la falta de cumplimiento de ambas leyes, conduciendo estos dos factores a una importante erosión del sistema dunar en todo su conjunto.

Palabras clave: Menorca, Tirant, sistema dunar, gestión, explotación áridos.

Abstract: The Tirant beach-dune system, located at the north coast of Minorca, was exploited through a sand quarrying activity for building purposes between the '70s and '90s. The morphological results of these actions resulted in an impact on the semi-stabilized dune system, with a notable sediment loss that was aggravated by the lack of an adequate foredune management. In this work we analyze the morphological processes of the beach-dune system derived from the lack of compliance with the mine law, as regards the restoration of the natural environment, and the Shores Act, concerning the management of the beach-dune system. The results obtained in this paper show the geoenvironmental consequences of the lack of compliance with both laws, which lead to an important erosion of the whole dune system.

Key words: Minorca, Tirant, dune system, management, sand quarrying..

#### **INTRODUCCIÓN**

El sistema playa-duna de Tirant, N de Menorca (Figura 1), fue explotado mediante la actividad de extracción de áridos para la construcción entre los años 1970 y 1990. Aunque no es posible fijar la fecha de inicio de la actividad con base documental, ya que no existen datos al tratarse de una actividad ilegal sin autorización, la extracción de arena se remontaría como mínimo al año 1979 (Diario de Menorca 1992). Los resultados morfológicos de estas actuaciones derivaron en un impacto en el sistema dunar semiestabilizado, con una notable pérdida sedimentaria. Este año supone la máxima extensión de la cantera y a partir del cual se debería haber realizado un plan de recuperación del sistema. La extracción de áridos fue tal, que se alcanzó el nivel freático dando lugar a la creación de charcas temporales dentro de las zonas de extracción abandonada. La extracción no invadió la zona dunar delantera ni las primeras dunas móviles, garantizando de este modo la estabilidad del sistema playa-duna en su frente litoral. Este frente litoral ha presentado a lo largo de las últimas décadas diferentes estadios morfoecológicos definidos y analizados por Rita et al. (1988), Servera (1997), Roig-Munar (2011) y Mir-Gual (2013), llegando a la conclusión que el sistema dunar presentaba un equilibrio débil.

#### METODOLOGÍA

Se valoran los procesos morfológicos en el sistema playa-duna derivados de la falta de cumplimiento de la Ley 22/1973, de 21 de julio, de Minas, por lo que respecta a la restauración del medio natural, y de la entonces Ley 22/1988, de 28 de julio, de Costas, en cuanto a la gestión del sistema playa-duna. En el actual Plan Sectorial (2005) figura como caducada o inactiva. La actual Ley de Minas de las Baleares (Ley 10/2014) excluye las canteras declaradas caducadas. Los resultados se han obtenido con la ayuda de un sistema de Información Geográfica, mediante el uso de ortofotos correspondientes a los años 1956, 1975, 1984 y 1995 a una escala 1:5000 (www.ide.cime.es). Posteriormente han sido corroborados mediante la técnica de fotografía repetida y el trabajo de campo entre los años 1994 y 2017. Finalmente, la información cartográfica ha sido refrendada a través de la consulta de los diferentes expedientes administrativos.

#### ANTECEDENTES

### La ilegalidad de la actividad extractiva de áridos en el sistema dunar de Tirant

Según el "Diario Menorca", del 3 de abril de 1992, se trataba de una explotación autorizada desde el año 1979, a pesar de que se había extraído arena de la zona desde muchos años antes. El artículo afirmaba que la autorización consistía en un permiso del Ministerio de Industria con informe favorable de la Dirección General de Minas, destacando que el promotor carecía de la licencia municipal. De la documentación examinada en el expediente facilitado por el grupo ecologista *Grup Ornitològic Balear* (GOB) de Menorca, sobre la cantera de Tirant, existe una carta de fecha 5 de agosto de 1988 de la Asociación Patronal de Albañilería, Edificación y Obras Públicas de Baleares, en la que se manifiesta que: *"desde hace más de 40 años, la mayoría de los constructores de Menorca extraen la arena necesaria para las obras de la cantera situada en Cala Tirant"*. Por lo que, como mínimo, la extracción de arena se remontaría al año 1979 (Diario Menorca, 1992).



FIGURA 1. Situación del sistema playa-duna de Tirant.

Respecto a la exigencia de licencia municipal se puede citar, a modo de ejemplo, la sentencia del Tribunal Supremo, Sala 3ª, de lo Contencioso-Administrativo, de 1 de julio de 1991, que expone lo siguiente: ... "la actividad de extracción de arenas calizas está sometida a la previa obtención de la correspondiente licencia municipal, en cuanto que, сото comprendida dentro del concepto de "movimiento de tierras" a que se refieren los artículos 178.1 de la Ley del Suelo y Ordenación Urbana, Texto Refundido de 9 de abril de 1976, 1.9 del Reglamento de Disciplina Urbanística, aprobado por Real Decreto 2187/1978, de 23 de junio, y 21.1 del Reglamento de Servicios de las Corporaciones Locales, aprobado por Decreto de 17 de junio de 1955, requiere la obtención de dicha licencia, sin que pueda suplirse ésta por otras concesiones o autorizaciones ... ". Esta actividad fue denunciada por el GOB de Menorca en numerosas ocasiones durante la década de los años 80 al Ayuntamiento correspondiente (des Mercadal), sin que la actividad se paralizara, argumentando posibles repercusiones en el sector de la construcción. Tampoco era posible que esta actividad se pudiera legalizar por cuanto:

1.- La zona afectada fue calificada como paisaje protegido y de uso forestal por las Normas Subsidiarias del Ayuntamiento des Mercadal aprobadas en 1984.

2.- El artículo 63.2 de la Ley 22/1988, de 28 de julio, de Costas, prohibía la extracción de áridos en dominio público para la construcción, definiendo el artículo 3.1
b) las playas y las dunas, éstas últimas hasta el límite que resulte necesario para garantizar la estabilidad de la playa y la defensa de la costa, como bienes de dominio público.

3.- El artículo 3.1 de la Ley 1/1991, de 30 de enero, de Espacios Naturales y de Régimen Urbanístico de las Áreas de Especial Protección de las Islas Baleares, declaró la zona de Alocs a Fornells, en la cual se encuentran los terrenos en los que se realizó la extracción de arena, como Áreas Naturales de Especial Interés. Así mismo, el artículo 11 de dicho cuerpo legal otorga a los sistemas dunares el máximo nivel de protección.

El hecho de que cada vez se promulgaran más leyes proteccionistas y la presión ejercida por el GOB, que presentó escrito a la Fiscalía denunciando los hechos el 26 de marzo de 1992, tuvo como consecuencia que finalmente se dictara un Decreto de Alcaldía en fecha 3 de abril del mismo año ordenando el cierre de la cantera.

### Falta de restauración de la zona degradada por la actividad extractiva

El artículo 5.3 de la Ley 22/1973, de 21 de julio, de Minas completado por el artículo 7.3 de su reglamento recogía la necesidad de que mediante Decreto se fijasen las condiciones de protección del medio ambiente (Navarro Flores et al., 1999). El Real Decreto 2994/1982, de 15 de octubre sobre Restauración de Espacios Naturales afectados por Actividades Extractivas, vigente hasta el 14 de junio de 2009, exigía al solicitante o al titular de la explotación un Plan de Restauración del espacio natural afectado para ser ejecutado al finalizar la extracción, o bien el depósito del valor presupuestado de ejecutar dicho plan en caso de que se produjera incumplimiento por parte de la empresa y tuviera que llevarlo a cabo la Administración. Se desconoce de la documentación estudiada si la empresa explotadora presentó y ejecutó un Plan de Restauración. Rita et al. (1988) hacen referencia a una repoblación de algunas parcelas, tildando la medida como cosmética.

### Falta de gestión sostenible del frente dunar y playa emergida

La gestión del sistema playa fue realizada con medidas poco adecuadas (Roig-Munar, 2011), como la

retirada de bermas de posidonia, generando impactos en los balances sedimentarios y el cribado de la superficie de playa, eliminando morfologías efimeras y vegetación pionera de playa alta. Así mismo, el frente utilizado como área de servicios, dunar fue salvamento y estacionamientos, kioscos y uso recreativo. Estos factores contribuyeron al desequilibrio del frente dunar y a la generación y reactivación de procesos erosivos que fueron consolidándose con los años, según la cartografía evolutiva de Rita e al. (1988), Servera (1997) y Roig-Munar (2011).



FIGURA 2. Evolución superficie de la cantera (1975-1995).

#### RESULTADOS

#### Sector semiestabilizado

El resultado de las actuaciones extractivas supuso un impacto en el sistema dunar semiestabilizado, con una pérdida sedimentaria sobre un área de extracción que pasó de los 65.515 m<sup>2</sup> en el año 1975, hasta alcanzar su máxima extensión de 176.208 m<sup>2</sup> en el año 1995 (Fig. 2). La extracción de áridos alcanzó el nivel freático. La extracción no invadió la zona dunar delantera ni las dunas móviles, garantizando de este modo la estabilidad del sistema playa-duna en su frente litoral. A nivel botánico se observa la colonización de Eryngium maritimum y Pancratium maritimum en los lóbulos internos situados a una distancia superior a los 400 m de la línea de costa, síntoma de los procesos dinámicos actuales del sistema Asimismo, la falta de un plan de restauración del espacio y la aceleración de los procesos erosivos del sector delantero, ha facilitado el desarrollo de dos *blowouts* que avanzan hacia el interior del sistema (Fig. 3). El occidental ha avanzado en su lóbulo un total de 61.5 m entre los años 2002 y 2016, mientras que el avance del *blowout* oriental ha sido de 40.3 m en el mismo periodo.



FIGURA 3. Blowout occidental con presencia de Eryngium maritimum a 415 m de la línea de costa.



FIGURA 4. Panorámica del blowout occidental.

#### Sector delantero

El sistema dunar delantero ha presentado diferentes grados de alteración en las últimas décadas, siendo objeto de un Plan de gestión sostenible de playas y dunas desde el año 2010. Plan que consistió en reducir la limpieza mecánica de playa y restringir la retirada de Posidonia oceanica, permitiendo de forma temporal la recuperación de las morfologías foredunes. Asimismo el sistema fue objeto de un plan de restauración mediante trampas de interferencia eólica, el uso de bermas retiradas de Posidonia dentro de canales de deflación y la instalación de vallados para impedir el paso de usuarios dentro del sistema. Estas gestiones fueron desarrolladas hasta el año 2012, especialmente sobre su frente dunar y sus morfologías blowout. Con estas medidas el sistema dunar delantero fue parcialmente recuperado mediante la aplicación de estas gestiones sostenibles, que posteriormente dejaron de aplicarse amparadas en la crisis económica. Esta falta de continuidad y mantenimiento en la gestión del frente dunar delantero ha facilitado la reactivación de morfologías blowouts y la creación de nuevos canales de deflación con dirección N-S a partir del año 2010 (Fig. 4), con una importante fragmentación de su frente dunar con morfologías activas de tipo transgresivo que han invadido y reactivado el conjunto del sistema hasta alcanzar la zona de la cantera (Fig. 5). En el año 2006 la superficie de los blowouts era de 2.637 m<sup>2</sup>, presentando el sistema dunar un estado de cierto desequilibrio morfosedimentario de su frente, que posteriormente fue recuperado mediante la gestión de playa y el uso de trampas de interferencia eólica. La

reactivación de morfologías a partir del año 2010, con el inicio y consolidación de canales de deflación, supuso que estas morfologías pasasen de 1.142 m<sup>2</sup> a 12.806 m<sup>2</sup> durante el periodo 2010-2016. Por lo que respecta al avance de los canales de deflación en el interior de la cantera, desde el año 2002 se ha incrementado su superficie en 2.586 m<sup>2</sup>, con un aumento longitudinal de 130 y 101 m respectivamente para cada uno de los canales originados en este sector extractivo del sistema dunar. Entre el mes de octubre de 2016 y el mes de mayo de 2017 el lóbulo ha seguido creciendo tierra adentro, con un avance de 7,1 m, y ganando 2,1 m de amplitud en la base del interior del lóbulo y 3,9 m en sus crestas.



FIGURA 5. Evolución de los blowouts del sector delantero y del sector semiestabilizado (2002-2015).

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto las consecuencias geoambientales por la falta de cumplimiento de la Ley de Minas en una primera fase erosiva del conjunto del sistema dunar semiestabilizado, y la falta de seguimiento y mantenimiento en la aplicación de medidas correctoras de restauración y recuperación de frentes dunares en la última década, basado en la Ley de Costas. Estos dos factores han conducido a una importante erosión del sistema dunar en todo su conjunto, donde la erosión del frente dunar mediante el avance de lóbulos erosivos da lugar a la creación de campos móviles hacia tierra, invadiendo la cantera y favoreciendo el retroceso continuado del frente dunar. El abandono de las medidas de gestión, así como el mal diseño de éstas, agrava en muchas ocasiones la inestabilidad del conjunto del sector playa-duna.

#### AGRADECIMIENTOS

A Águeda Escaño del GOB Menorca por facilitar el acceso al expediente administrativo y de prensa escrita referente a la cantera de Tirant.

#### REFERENCIAS

- Baleares. Ley 1/1991, de 30 de enero, de espacios naturales y de régimen urbanístico de las áreas de especial protección de las Islas Baleares. (BOE, núm. 92, 17-04-1991, pág. 11696-11700).
- Baleares. Ley 10/2014, de 1 de octubre de ordenación minera de les Illes Balears (BOIB 138)
- Diario Menorca, edición impresa de 3 de abril de 1992.
- España. Ley 22/1973, de 21 de julio, de Minas. (BOE, núm. 176, 24-07-1973, pág. 15056-15071).
- España. Ley 22/1988, de 28 de julio, de Costas. (BOE, núm. 181, 29-07-1988, pág. 23386-23401).
- España. Real Decreto 2994/1982, de 15 de octubre sobre Restauración de Espacios Naturales afectados por Actividades Extractivas. (BOE, núm. 274, 15-11-1982, pág. 31246-31247).
- Mir-Gual, M (2013): Anàlisi, caracterització i dinàmica de les formes erosives blowout en sistemes dunars de Mallorca i Menorca (illes Balears). Tesis doctoral, inédita, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca, 423 pp.
- Navarro Flores, A., Sánchez Garrido, J.A. y Collado Fernández, D.M. (1999): *Minería, industria y medio ambiente en la cuenca mediterránea: Homenaje al Prof. Antonio Marañés.* Universidad de Almería, 460 pp.
- Rita, J., Rodríguez, A. y Tébar, F. (1988):. Sistemas dunares de Menorca. Valoración Geoambiental y estado de conservación. Document inèdit. IME, Menorca. 109 pp.
- Roig-Munar, F.X. (2011): Aplicació de criteris geomorfològics en la gestió dels sistemes litorals arenosos de les Illes Balears. Tesis doctoral, inédita, Universitat de les Illes Balears, 366p.
- Sentencia del Tribunal Supremo, Sala 3<sup>a</sup>, de lo Contencioso-Administrativo, de 1 de julio de 1991.
- Servera, J. (1997): *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesis doctoral, inèdita. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. 908 pp.

# Evolución del sistema playa-duna de s'Amarador (SE de Mallorca) mediante el uso de trampas de retención sedimentaria

#### *Evolution of the beach-dune system of s'Amarador (SE of Mallorca) by the use of sedimentary retention traps*

#### J. A. Martín-Prieto<sup>1</sup>, F. X. Roig-Munar<sup>1</sup> y A. Rodríguez-Perea<sup>2</sup>

1 Consultor ambiental. Carritxaret 18.6, es Migjorn Gran, Menorca 07749 xiscoroig@gmail.com 2 Dpto. de Geografía, , Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. Carretera de Valldemossa, km 7,5

**Resumen:** La playa de s'Amarador se ubica en el Parc Natural de Mondragó (SE de Mallorca). Es una playa de fondo de cala de pequeñas dimensiones asociada a un barranco y constituye la restinga que cierra una pequeña laguna. Debido a su elevada presión antrópica, incorrecta gestión y a los continuos procesos erosivos que sufría el sistema playa-duna, la *Conselleria de Medi Ambient del Govern Balear* decidió elaborar un plan de gestión integral, centrándose especialmente en la duna delantera. Se optó por la instalación de un cordón disuasorio y de trampas de retención sedimentaria, iniciado en octubre de 2006 y el resultado ha sido un incremento en la superficie de la duna delantera hasta la actualidad. El mayor incremento fue en el periodo 2008-2010, que continuó aumentando ligeramente hasta el 2012. El último periodo, 2012-2015, la superficie de la duna delantera disminuyó como consecuencia de una torrentada en noviembre de 2013 en el sector más occidental. Sin embargo, el resto de la duna creció, debido a un traslado del cordón disuasorio hacia la playa, que se manifiesta en la cartografía de 2015.

Palabras clave: Mallorca, S'Amarador, sistema playa-duna, gestión, trampas de retención.

**Abstract:** The beach of s'Amarador is located in the Parc Natural de Mondragó (SE, Mallorca). It is a beach of small dimensions associated to a creek and constitutes the restinga that closes a small lagoon. Due to its high anthropic pressure, incorrect management and the continuous erosive processes of the beach-dune system, the Conselleria de Medi Ambient of Govern Balear decided to develop a management plan, focusing especially on the foredune. The installation of a deterrent cord and sedimentary traps started in October 2006 with the result of an increase in the surface of the foredune until today. The largest surface increase was in the period 2008-2010, which continued until 2012. The last period, 2012-2015, the surface of the foredune decreased as a result of a flood in November 2013 in the westernmost sector. However, the surface of the rest of the dune increased, due to the translate of the deterrent cord to the beach, manifested in the cartography of 2015.

Key words: Mallorca, S'Amarador, beach-dune system, management, sedimentary traps.

#### INTRODUCCIÓN

La playa de s'Amarador constituye un sistema playa-duna de fondo de cala, de dimensiones relativamente pequeñas, muy determinadas por las medidas que definen el entrante de mar hacia tierra que los alberga. La playa de s'Amarador es una tipología muy extendida en el litoral del Levante de la isla de Mallorca, asociada a la desembocadura de un barranco y constituye la restinga arenosa que cierra una pequeña albufera en su interior. Esta se enmarca dentro del conjunto de playas que encontramos en los límites del Parc Natural de Mondragó, declarado el 18 de noviembre de 1992. El Parque ocupa una superficie de 766 Ha, de las cuales tan solo 95 son de propiedad pública, y el resto son propiedad privada. El Parque cuenta con diversas figuras de protección específicas: Área Natural de Interés de Alto Nivel de Protección (AANP), Red Europea Natura 2000 como Zona de Especial Conservación (ZEC) y Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA). Territorialmente el Parque tiene su centro neurálgico el entorno del conjunto de Cala Mondragó: s'Amarador y las Fonts de

Desde el punto de vista geológico, el Parque se localiza en la plataforma tabular post-orogénica del Mioceno Superior, que se extiende a lo largo de gran parte de la costa del Levante. Esta plataforma está formada mayoritariamente por depósitos de plataforma

traduce en un lugar de alto valor ecológico.

ÁREA DE ESTUDIO

marina poco profunda, presenta una litología calcárea donde se suceden unidades subhorizontales de calcáreas organógenas de origen arrecifal y calcoareníticas. El Parque cuenta con 5,8 km de costa que, desde el punto de vista geomorfológico, se caracteriza por presentar acantilados verticalizados con alturas entre 5 y 20 m. En uno de los principales entrantes del mar está cala Mondragó, un tipo de cala baja (Rosselló, 1998), donde a unos 600 m de su bocana se bifurca en dos ramales: al E el ramal se

n'Alis (Fig. 1), donde la simbiosis de la dinámica litoral con la dinámica terrestre favorece una alta

diferenciación de ambientes naturales con una

importante biodiversidad cada uno de ellos, lo que lo

obstruye con la playa de les Fonts de n'Alis y el ramal del W con la playa de s'Amarador (Fig. 1).

Las dos calas están asociadas a la desembocadura de un barranco y constituyen la restinga arenosa que cierran una pequeña formación de albufera interior. La playa de s'Amarador tiene una superficie aproximada de unos 7.400 m<sup>2</sup> (Fig. 1). La composición de su arena, presenta una composición de granulometría fina-media, de una naturaleza carbonatada que ronda entorno el 100% y de una composición donde la fracción mayoritaria es la bioclástica (Jaume y Fornós, 1992).



FIGURA 1. Área de estudio de la playa de s'Amarador.

#### **OBJETIVOS Y METODOLOGÍA**

El objetivo principal de este trabajo consiste en determinar la evolución espacio temporal del sistema playa-duna en el periodo comprendido entre los años 2002 y 2015 asociado a medidas sostenibles de gestión. Se han instalado trampas de interferencia eólica y se ha realizado el seguimiento de estas entre los años 2005 hasta el 2015, así como el análisis evolutivo mediante la realización de tres perfiles topográficos del sistema playa-duna entre los años 2013 y 2016. El uso de un Sistema de Información Geográfica (SIG) ha permitido calcular la superficie de morfologías dunares consultando las diferentes ortofotos disponibles.

#### RESULTADOS

Aunque la cala se encuentra ubicada dentro de un Parque Natural, esta no ha dejado de estar sometida a una fuerte presión antrópica, sobre todo el sector de su duna delantera, y a una incorrecta gestión y ordenación, hecho que llevó a que el sistema dunar presentase importantes síntomas de erosión y regresión. Ante este escenario la Conselleria de Medi Ambient del Govern de les Illes Balears, en el año 2002, encargó la elaboración del proyecto "Restauración del sistema dunar de s'Amarador", que ha tenido continuidad hasta el 2017. Entre otras medidas llevadas a cabo, destaca la recuperación del equilibrio morfodinámico del sistema playa-duna a través de la instalación de trampasbarrera, revegetación y reforestación tanto de la *foredune* como las dunas semiestabilizadas y la ordenación del uso público y servicios de temporada asociados al sistema dunar.

En el año 2005 se procedió a la instalación de trampas eólicas sobre la *foredune*, iniciándose las acciones de gestión encaminadas a la ejecución del proyecto de regeneración del sistema playa-duna de s'Amarador (Martín-Prieto et al., 2007). La primera actuación tuvo lugar en enero de 2005 y consistió en la reforestación del sector de dunas semiestabilizadas utilizando para ello *Pistacia lentiscus, Phillyrea angustifolia, Cistus salviifolius y Erica multiflora* y se instalaron protectores para las plantas, estableciendo un seguimiento de su evolución.



FIGURA 2. Evolución de la superficie de la foredune entre 2002 y 2008.

La instalación de las trampas-barrera se inicia en octubre del año 2006, aunque previamente se había instalado un cordón disuasorio para evitar el paso y uso de los usuarios en el interior del sistema dunar. La Figura 2 muestra la evolución de la superficie de la *foredune* desde el año 2002 hasta el año 2008. En ella se puede apreciar un ligero incremento de superficie entre 2006 y 2008 asociado a las medidas incipientes de restauración blanda. El incremento de superficie dunar más importante se produce entre 2008 y 2010, pasando de 1.968 a 3.200 m<sup>2</sup> de superficie de duna (Fig. 3), suponiendo un incremento de un 38.5 %.

En el año 2010 el Parque restringe las actuaciones de limpieza mecanizada en casos de eventos puntuales que requieran este tipo de actuaciones, o bien mediante una zonificación de la playa en función de su uso (Roig-Munar, 2004). Así mismo se prohíbe la retirada de bermas de *Posidonia oceanica* en todo el sistema. La restricción o prohibición de estas dos gestiones mecanizadas permiten recuperar el equilibrio entre la playa emergida y el sistema de foredunes, en el caso de limpieza mecánica, y evita procesos erosivos derivados de la retirada mecánica de bermas vegetales de *Posidonia oceanica* (Roig-Munar y Martín-Prieto, 2005). El periodo entre el año 2010 y 2012, la tendencia marca un ligero incremento de esta superficie. A lo largo de este período, queda sellado el sector central del sistema dunar, uniendo de forma definitiva el sector más erosivo, que generalmente se ve afectado por la acción torrencial. (Fig. 4). Finalmente, entre 2012 y 2015, tiene lugar una reducción de su superficie, como consecuencia de una torrentada que tuvo lugar en noviembre de 2013, afectando a la parte más occidental de la *foredune*. Sin embargo, el conjunto del sistema dunar recuperado no se vio fragmentado como ocurría previamente a la instalación de los captadores de arena (Fig. 5) ya que el sistema presentaba estabilidad asociada a las medidas de gestión.



FIGURA 3. Evolución de la superficie de la foredune entre 2008 y 2012.



FIGURA 4. Barrera septentrional colmatada de sedimento en el año 2010.



FIGURA 5. Efectos de la riada de noviembre de 2013 sobre el sector occidental del sistema.

Así mismo, a lo largo de este período se decide adelantar unos metros hacia la playa el cordón disuasorio instalado en el año 2006, con el objetivo de ganar superficie y volumen dunar, y reducir la superficie de playa que ganó espacio en detrimento de la duna, asociada a una incorrecta gestión y ordenación. Este hecho queda reflejado en la cartografía realizada para el año 2015 (Fig. 3). El resultado (Figs. 2 y 3) pone de manifiesto la eficacia de esta técnica de gestión, como método de retención de sedimento, juntamente con la instalación de un cordón disuasorio.

Para el seguimiento de los captadores de retención sedimentaria, se levantaron varios perfiles playa-duna a lo largo del periodo 2013-2016. En este caso, se ha seguido un perfil ubicado en el centro del sistema playa-duna (Fig. 6). En este perfil se puede observar la evolución sedimentaria que se inicia el 23/05/2013, donde observarnos el sector erosionado como consecuencia de la torrentada de noviembre de ese mismo año. Así mismo, en la *foredune*, apenas se producen cambios a lo largo de ese periodo, ya que presenta una morfología estable que es atribuible a la gestión mediante captadores de arena y restricciones de limpieza mecanizada de playa.



FIGURA 6. Perfil playa-duna de seguimiento entre 2013 y 2016 (para su situación ver Figura 1).

#### CONCLUSIONES

El uso de sistemas restauración dunar de bajo coste permite no solo la renaturalizacion del sistema si no la modificación de la metodología en caso de no obtener los resultados esperados (Roig-Munar et al. 2009). La restricción o prohibición de sistemas de limpieza mecanizados permite la recuperación del equilibrio entre playa y duna, la creación de morfologías efimeras de frente de *foredunes* y la recolonización de estas, permitiendo en temporada hibernal adelantar el perimetraje del sistema.

En las Figs. 7 y 8 se puede observar la evolución del sistema playa-duna mediante el uso de captadores de retención sedimentaria y perimetraje o acordonamiento del frente dunar. Estas medidas han permitido el crecimiento tanto en superficie como en volumen del cordón dunar delantero, dando una continuidad al sistema fragmentado (Figs. 2 y 3) pasando de una situación de degradación a un estadio estable y en equilibrio, hecho demostrado con la respuesta morfológica del sistema ante un evento extraordinario como una torrentada.

El sistema de gestión sostenible mediante acciones blandas permite cambios en función de los objetivos marcados y las respuestas del sistema, como se ha podido comprobar con el cambio de ubicación inicial del perimetraje que ha permitido mayor superficie de morfología dunar, intentando conseguir la línea primogénita del sistema playa-duna de 1956.



FIGURA 7. Situación del cordón dunar delantero previa a la restauración en Febrero de 2002. Obsérvese su fragmentación en el centro y a la izquierda de la fotografía.



FIGURA 8. Situación del cordón dunar delantero en noviembre de 2016.

En este caso el sistema de s'Amarador, debido a sus elevados índices de frecuentación, ha de mantener las medidas de gestión y ordenación del uso público para el mantenimiento de sus morfologías dunares y el equilibrio entre el sistema playa-duna, espacialmente su frente dunar. Por tanto, este sistema será dependiente de su correcta gestión y ordenación.

#### AGRADECIMIENTOS

Este artículo se enmarca dentro del Proyecto: Seguiment de l'evolució dels sistemes de retenció sedimentària del sistema platja-duna de s'Amarador del Parc Natural de Mondragó. A los técnicos del Parque y de la Conselleria: Tomàs Bosch, Gràcia Sales y Catalina Massutí.

#### REFERENCIAS

- Hesp, P.A. (2002): Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48: 245-268.
- Jaume, C. y Fornós, J. (1992): Composició i textura de platja del litoral mallorquí. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 35: 93-110.
- Roig-Munar, F.X. (2004): Análisis y consecuencias de la modificación artificial del perfil playa-duna por el efecto mecánico de su limpieza. *Investigaciones* geográficas, 33: 87-103.
- Roig-Munar, F.X. y Martín-Prieto, J.A. (2005): Efectos de la retirada de bermas vegetales de Posidonia oceanica sobre playas de las islas Baleares: consecuencias de la presión turística. *Investigaciones geográficas de México*, 57: 39-52.
- Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Comas Lamarca, E. y Rodríguez-Perea, A. (2006): Spacetime analysis (1956-2004) of human use and management of the beach dune systems of Menorca (Balearic I.). Journal of Coastal Research, SI 48: 107-111.
- Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea A., Martín-Prieto J.A. y Pons G.X. (2009): Soft Management of Beach-Dune Systems as a Tool for their Sustainability. *Journal Coastal Research*, SI 56: 1284-1288.
- Rosselló, V.M. (1998): Torrents i cales de Mallorca: aspectes geomorfològics. In: Fornós, J. (ed.). Aspectes geològics de les Balears. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. 331-360.
- Servera, J., Martín, J.A., Rosselló, J. y Rodríguez-Perea, A. (1994): Análisis de la regeneración de playas por medio de trampas-barrera en cala Agulla (Mallorca). In: Arnaez, J., Garcia, M. y Gómez. A. (eds.). Geomorfología en España. Actas de la III Reunión de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología, Logroño. 419-429

#### Análisis de la evolución del sistema dunar de la Pletera (Costa Brava, Cataluña) mediante el uso de variables geomorfológicas y de gestión

## Assesment of the evolution of Pletera dune system (Costa Brava, Catalonia, NE Spain) using geomorphologic and management variables

#### F. X. Roig-Munar<sup>1</sup>, J. Pintó<sup>2</sup>, J. Vicens<sup>3</sup>, J. A. Martín-Prieto<sup>1</sup>, S. Ramos<sup>4</sup> y C. Garcia-Lozano<sup>2</sup>

1 Consultor ambiental. Carritxaret 18.6, es Migjorn Gran, Menorca 07749 xiscoroig@gmail.com

2 Laboratori d'Anàlisi i Gestió del Paisatge (LAGP). Universitat de Girona. Plç Ferrater Mora, 1 17041-Girona

3 Biólogo, Subdireccion General de Biodiversidad y Medio Natural de la Generalitat de Cataluña

4 Tècnic del Parc Natural del Montgrí, les Illes Medes i el Baix Ter. Passeig del Port, s/n, Espigó de Llevant, 17258 L'Estartit, Girona

**Resumen:** Se analiza la evolución espacio temporal del sistema dunar de la Platera ubicado en el Baix Empordà (Girona) mediante variables de uso, estado y gestión a lo largo de 16 períodos, comprendidos entre 1956 y 2016. Los resultados obtenidos mediante el análisis evolutivo en el espacio y en el tiempo facilitan una visión detallada del sistema playa-duna de la Platera mediante su a evolución geoambiental y permiten relacionarlo directamente con parámetros de uso, gestión y planificación, con una especial importancia a las morfologías delanteras de *foredunes* como elemento estabilizador de los sistemas.

Palabras clave: Girona, sistema playa-duna, evolución, gestión.

**Abstract:** The temporal and spatial evolution of the Platera dune system, located in the Baix Empordà (Girona), is analyzed using variables of use, state and management over 16 periods, between 1956 and 2016. The results obtained by the evolutionary analysis, in the space and over time, provide a detailed view of the Platera beach-dune system through its geoenvironmental evolution, and allow it to be directly related to parameters of use, management and planning, with a special importance to the foredunes morphologies as a stabilizing element of the systems.

Key words: Girona, beach-dune system, evolution, management.

#### **INTRODUCCIÓN**

Situada en el NE de la Península Ibérica, la Costa Brava es una de las principales zonas costeras para el turismo en el Mediterráneo, con una costa de aproximadamente 200 km de longitud, formada por una gran variedad de morfologías costeras, incluyendo acantilados, calas, grandes bahías y largas playas rectilíneas de arenas gruesas y medianas. Los sistemas playa-duna de la Costa Brava (Girona) se reducen a los cordones litorales que se encuentran en las llanuras de inundación del golfo de Roses y en el arco de Pals (Girona), los cuales han sido descritos y analizados a nivel geológico, geomorfológico y vegetal por Marqués y Julià (1987), Cros y Serra (1993), Barriocanal y Gesti (2004), Pintó et al., (2014) y Roig-Munar et al., (2013), tratándose de los sistemas playa-duna más importantes del Norte de Cataluña.

Los cambios en el paisaje costero en las últimas décadas han reducido la extensión y modificado la estructura de los sistemas dunares, sufriendo importantes procesos erosivos, ya que la interacción entre los factores geoambientales y los agentes de carácter antrópico, ya sea en el sector playa-duna o en sus cuencas hídricas, han determinado una evolución de carácter erosivo, dando lugar a la irrupción de estrategias y mecanismos naturales de defensa e impedido el buen funcionamiento del conjunto de los ecosistemas, tendiendo estos hacia la degradación.



FIGURA 1. Ubicación del sistema dunar de la Platera, Baix Empordà, Girona, Cataluña.

#### **ÁREA DE ESTUDIO**

Se analiza la evolución espacio-temporal del sistema playa-duna de la Platera (Fig. 1), que en el último año ha sido objeto de un proyecto de restauración y gestión sostenible mediante el uso de trampas de interferencia eólica y un proyecto de deconstrucción de la zona urbana adyacente asociada a la zona dunar.



FIGURA 2. Morfologías relictuales del cordón dunar delantero de la Platera en un estadio 5.

En los años 80, se inició el proceso de urbanización de la Platera que afectó a la segunda línea dunar y a las marismas. Este proyecto fue abortado y durante años quedaron de forma relictual los ejes viales de la futura urbanización, coinvirtiendo el sistema playa-duna en un espacio con connotaciones urbanas, hecho que favorecía su elevado grado de frecuentación y la aplicación de medidas de gestión encaminadas a satisfacer la demanda de los usuarios. Fue esta frecuentación no regulada y la mala gestión y planificación las que dieron lugar a procesos erosivos de carácter degenerativo del sistema dunar delantero, llegando a un estadio 5 según la clasificación establecida por Hesp (2002) y acelerando la desaparición del sistema (Figura 2). En el año 2009 se establecen los protocolos de gestión de limpieza de playas, y es a partir del año 2011 que se inician las primeras actuaciones de gestión sostenible mediante el uso de retentores de arena, revegetación y ordenación y gestión de usos. A este proyecto se le sumó el proceso de deconstrucción de la zona urbana abandonada y la recuperación de las lagunas litorales y mejora del sistema de foredunes, dentro del marco del proyecto LIFE PLETERA (LIFE13 NAT/ES/001001).

#### **OBJETIVOS Y METODOLOGÍA**

El objetivo es realizar un análisis espacio-temporal de la evolución del sistema de la Pletera (Figura 1) en base a variables geomorfológicas, de uso y gestión, basándose en la metodología de Williams y Davies (1997), Laranjeira et al., (1999), Curr et al., (2000), Hesp (2002) y Roig-Munar et al.. (2006, 2013), con la finalidad de establecer los factores que han determinado su evolución morfológica centrada en su frente dunar. Se han identificado y definido 11 variables de tipo cualitativo con valores comprendidos entre 0 y 5 (Tabla I), donde se refleja la existencia o no de elementos o ambientes. Estas han sido ordenadas utilizando parámetros geoambientales para establecer su tendencia evolutiva comprendida en 16 períodos (1956-2016), utilizando todos los vuelos aéreos disponibles en el servicio de Cartografia de la Generalitat de Cataluña.

CÓDIGO	VARIABLE
FR	Foredune
NE	Neomorfologías de playa
CD	Canales de deflación
VP	Vegetación de playa
CV	Cobertura vegetal del sistema dunar
IT	Instalaciones temporales en la foredune
IP	Instalaciones permanentes en la foredune
FP	Figuras de protección
MG	Medidas de gestión
US	Urbanización del sistema dunar
CS	Camping sobre el sistema dunar
TARIA I Sel	acción de 11 variables para el análisis temporal del

TABLA I. Selección de 11 variables para el análisis temporal del sistema de la Platera.

Las variables seleccionadas (Tabla 1) son de tipo geomorfológico (FR, NE, CD, VP, CV), de gestión y relacionadas con actividades que afectan de forma regresiva el sistema playa-duna (MG, IT, IP, US, CS, FP). Una vez obtenidos los valores para cada variable se procedió a efectuar un análisis de componentes principales (ACP) sobre una matriz definida por 11 variables mediante el paquete estadístico (SPSS v23). Sistemas dunares del BaixEmpordà



● Fra Ramon ■ DV Fonollera ★ DP Pals ● L'Estartit + PT Pletera × NL Gola del Te FIGURA 3. Representación del espacio factorial F1 y F2 del conjunto de sistemas del Baix Empordà, donde apreciamos la tendencia de la Platera.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los resultados de la Pletera (Figura 3) se enmarcan en un espacio factorial definido los cuatro cuadrantes y se corresponden con el estado geoambiental del sistema playa-duna y a las medidas de ordenación, planificación y gestión que se han aplicado. En la figura 3 observamos los componentes F1 y F2 definen un espacio factorial definido en cuatro cuadrantes, donde apreciamos el conjunto del Baix Empordà con 4 cuadrantes de acuerdo con la configuración de los valores expresados por el conjunto de variables:

1. Cuadrante superior izquierdo: sistemas en un estado de buena naturalidad, poco o nada alterados.

2. Cuadrante superior derecho: sistemas alterados por transformación urbana de la playa o desaparecidos, sin gestión ni protección.

3. Cuadrante inferior izquierdo: sistemas con algún tipo de alteración o en fase avanzada de recuperación.

4. Cuadrante inferior derecho: sistemas relictos muy alterados o con indicios de recuperación.

Por tanto, la evolución del sistema de la Platera ha abarcado estos 4 cuadrantes espacio-temporales, pudiendo diferenciar su evolución asociada a un comportamiento marcado por la respuesta morfológica de sus formas dunares delanteras a las medidas de gestión y planificación adoptadas en las últimas décadas (1956-2016). La evolución del sistema se puede resumir en 4 grandes períodos morfoecológicos:

A.- Un primer período entre 1956 y 1981 en que el sistema dunar presenta procesos de naturalidad y estabilización con cierta erosión, sin que esta sea de carácter regresivo y que solo se verá interrumpido por un proceso frustrado de urbanización que afectará de forma puntual y continuada en la estabilidad del conjunto del sistema.

B.- En un segundo período, identificado en 1991, presenta un comportamiento incipiente hacia un estado erosivo acelerado de degradación de sus morfologías dunares delanteras y que muestra una tendencia de recuperación el año 1997.



FIGURA 4. Trampas de retención sedimentaria colmatadas.

C.- En el período 2009-2014 el sistema es sometido a medidas de gestión sostenibles que permiten una lenta recuperación del sistema dunar en su conjunto, migrando hacia un estado de naturalidad. El objetivo marcado en este período es la recuperación y estabilización de un frente dunar delantero actualmente retranqueado debido a una mala gestión y planificación Una primera fase de estas gestiones fue limitar la gestión mecanizada del espacio playa tanto en periodización como sectorialización, favoreciendo la recuperación del frente dunar y el mantenimiento de morfologías barjanoides. Posteriormente (2012-2016) se aplicaron medidas de retención de sedimentos con trampas de diferentes tipologías (Fig. 4) con porosidades del 60% y potencias de 0,85 m, obteniendo unas ganancias medias de retención sedimentaria (octubre de 2015 a agosto de 2016) del 41% en el conjunto de las trampas, con tasas de 100% en los meses de enero a marzo. En este período también se

aplican criterios de ordenación de usos y accesos, y en 2015 se inician las tareas de revegetación de morfologías dunares asociadas a trampas barrera y sellado de morfologías erosivas tipo *blowout*, consiguiendo una cobertura vegetal del 10% en agosto de 2016

D.- El año 2016 el sistema, mediante las tareas de deconstrucción de las zonas urbanas relictas y la recuperación incipiente de campos de dunas semiestabilizados con la recuperación del frente dunar de foredune, pasa a formar parte de un sistema prácticamente renaturalizado y en equilibrio, y en fase de recuperación de la extinta línea de morfologías dunares en relación con la playa alta. El objetivo marcado en este período 2016 hasta 2020 es la recuperación y estabilización de un frente dunar delantero hasta recuperar su línea pretérita observada en los vuelos de 1956 y ganar en volúmenes y superficies de duna en detrimento de unas superficies de playas que han ganado terreno en detrimento del sistema dunar. Una de las tareas iniciadas es el adelanto de los cordones perimetrales entre playa-duna para forzar la recuperación del frente dunar a posiciones de playa alta (Figura 5) basándonos en la consulta de fotografía aérea del primer período analizado (1956-1981).



FIGURA 5. Recuperación del frente dunar de la Platera a un estadio 3 segun Hesp (2002).

#### CONCLUSIONES

El comportamiento del sistema representa una tendencia de tipo regresivo hasta la década de 2000, debido a una explotación del sistema sin aplicación de medidas de gestión para su recuperación. Algunos sectores de sistemas dunares desapareen por un proceso de urbanización de su sistema emergido, destacando de forma puntual algunos sectores de vegetación de playa de forma relictual y morfologías incipientes dunares de forma aislada.

El comportamiento de recuperación del sistema en el último período analizado es debido a actuaciones de gestión sostenibles sobre los frentes dunares, que han paliado efectos de reactivación en el interior del sistema dando lugar a la recuperación de su conjunto. Observamos la importancia de la gestión geoambiental de los frentes dunares, ya que son los que determinarán en mayor o menor medida la evolución regresiva del conjunto del sistema, observando una recuperación morfoecológica pasando de estados degenerativos a estados de recuperación y estabilización del frente. En la Figura 6 apreciamos la recuperación del frente dunar, el sellado de las morfologías blowout y las morfologías incipientes de frentes dunares que tienen por objetivo la recuperación de la franja de morfologías dunares delanteras y morfologías semiestabilizadas. El objetivo a corto plazo (2016-2020) es la recuperación del extinto campo dunar actualmente ocupado por sistemas de trampas de interferencia que tienen por objeto la retención constante con la ayuda de tareas de revegetación con espacies como: Tamarix sp, Elymus farctus y Ammophila arenaria. Las medidas de gestión han sido aplicadas y adaptadas al sistema de la Pletera, evitando la aplicación de técnicas que han generado y agravado la erosión en sistemas dunares advacentes como la Fonollera.

#### REFERENCIAS

- Barriocanal, C. y Gesti, J. (2004): Ecosistemes dunars. Aiguamolls del Baix Ter. *Papers del Mongrí*, 23: 128-132.
- Cros, Ll. y Serra, J. (1993): A Complex dune system in Baix Empordà (Catalonia, Spain). *Geological* Society, London, Special Publications, 72: 191-199.
- Curr, R.H., Koh, A., Edwards, E., Williams, A.T. y Davides, P. (2000): Assessing anthropogenic impact on Mediterranean sand dunes from aerial digital photography. *Journal Coastal Conservation*, 6: 15-22.

- Hesp, P.A. (2002): Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48: 245-268.
- Laranjeira, M. M, Pereira, A. & Williams, A. T. (1999): Comparison of two checklist methods for assessment of coastal dune vulnerability. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 15 (1-4): 259-268
- Marqués, M. A. y Julià, R. (1987): St. Pere Pescador beach-dune interaction. *Journal of Coastal Research, SI*, 3: 57-61.
- Pintó, J.; Martí, C., y Fraguell, R.M. (2014): Assessing corrent conditions of coastal dune Systems of Mediterranean developed shores. *Journal of Coastal Research*, 30 (4): 832-842.
- Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea A., Martín-Prieto J.A. y Pons G.X. (2009): Soft Management of Beach-Dune Systems as a Tool for their Sustainability. *Journal Coastal Research, SI* 56: 1284-1288.
- Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Comas Lamarca, E. y Rodríguez-Perea, A. (2006): Space-time analysis (1956-2004) of human use and management of the beach dune systems of Menorca (Balearic I.). Journal of Coastal Research, SI 48: 107-111.
- Roig-Munar, F.X., Vicens, M., Mir-Gual, M., Martín-Prieto, J.A. y Pons, G.X. (2013): Evolución espacio temporal (1956-2012) de los sistemas dunares del Baix y Alt Empordà (Girona, Cataluña). *Geo-Temas* 14: 99-102.
- Williams, A. T. y Davies, E. (1997): An innovative approach to integrated dune management. EUCC Dune seminar, Shagen, Denmark, 150-157, 174 pp.



FIGURA 6. Imagen topográfica de las trampas barrera y recuperación dunar. Vuelo dron georefernciado realizado en 2016 (Fuente: Life Pletera).
# Resiliencia en sistemas dunares litorales altamente antropizados: la restauración del sistema dunar de la playa del Remolar (Viladecans, Barcelona)\*

# Resilience in highly anthropized coastal dune systems: the restoration of the dune system of Remolar beach (Viladecans, Barcelona) \*

A. Calafat<sup>1</sup>, S. Vírseda<sup>2</sup>, R. Lovera<sup>3</sup>, J. R. Lucena<sup>4</sup>, C. Bladé<sup>2</sup>, L. Rivero<sup>3</sup> y J. M. Ninot<sup>2</sup>.

1 Dpt. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona 2 Dpt. Biologia Evolutiva, Ecologia i Ciències Ambientals, Facultat de Biologia, Universitat de Barcelona. Avda. Diagonal 643, 08028 Barcelona 3 Dpt. Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona

4 Area de Medi Ambient, Ajuntament de Viladecans 08840 (Barcelona)

\* El presente trabajo es parte de la tesis de máster de la coautora S. Virseda (2014)/ This work is part of the Master thesis from de co-author S.Virseda (2014).

**Resumen:** Con el fin de recuperar y restaurar el sistema playa-duna del Remolar (700 m de longitud y más de 100 m de ancho, de dirección 070N), se propusieron en 2004 una serie de medidas de restauración blanda. Para valorar dichas medidas, transcurridos 10 años, se efectuó un estudio de la morfología, sedimentología y de la vegetación del ecosistema. Se realizó el levantamiento de perfiles topográficos y de GPR, un análisis granulométrico y un análisis de las comunidades vegetales encontradas a lo largo de los perfiles topográficos. Los datos obtenidos han sido comparados con datos de un estudio previo, realizado en el 2004. Los resultados muestran que la morfología dunar se ha recuperado, originándose una nueva duna primaria. El sistema presenta actualmente un proceso mayor de agradación que de progradación. La vegetación ha recuperado una composición global de sistema dunar, con una comunidad típica de duna embrionaria y otras de duna primaria, en bandas paralelas a la costa. A pesar de esta mejora, la componente de tipo oportunista y ruderal de la vegetación de duna primaria denota una fuerte herencia antrópica en el sistema.

Palabras clave: Restauración. Geomorfología. Comunidad vegetal. Playa del Remolar, Barcelona.

Abstract: In order to recover and restore the beach-dune system of the Remolar (700 m length and more than 100 m wide, 070N direction), a series of soft restoration measures were proposed in 2004. To evaluate these measures, after 10 years, a study of the morphology, sedimentology and vegetation of the ecosystem was carried out. The survey of topography and GPR profiles, a granulometric analysis and an analysis of the plant communities found along the topographic profiles were carried out. The data obtained were compared with data from a previous study, conducted in 2004. The results show that the morphology of the dunes has been recovered and a new primary dune has developed. Currently, along the system aggradation processes are dominant over progradation. The vegetation has recovered a global dune system composition, with a typical community of embryonic dune and others of primary dune, in bands parallel to the coast. Despite this improvement, the opportunistic and ruderal component of the primary dune vegetation denotes a strong anthropic inheritance in the system.

Key words: Restoration. Geomorphology. Plant community. Playa del Remolar, Barcelona.

## INTRODUCCIÓN

El término "resiliencia" (Holling, 1973) es utilizado principalmente como "la capacidad de recuperar el estado inicial a partir de un estado perturbado al cese de la perturbación que originó el cambio de estado" (Hernández et al., 2002). En el trabajo que presentamos, estudiamos la capacidad de resiliencia del sistema de dunas litorales de la playa del Remolar (Viladecans, Barcelona). Las playa del Remolar presenta un sistema duna-playa bien desarrollado. Se sitúa en el litoral del delta del río Llobregat, a 5,7 km al SW de la desembocadura del mismo río. Tiene una longitud de 700 m y está limitada por los diques de escollera que protegen las salidas de la laguna del Remolar al NE y la riera de Sant Climent al SW.



FIGURA 1. Vista aérea de la playa del Remolar en el año 2003. Se observa la regresión del sistema dunar, debida principalmente al pisoteo de las dunas. Se han localizado los perfiles topográficos y de GPR (P1-P5). Los estudios de vegetación se realizaron en los mismos perfiles.

El sistema playa-duna , dominado por vientos del SE y E con una velocidad media de cerca de los  $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , presenta una anchura superior a los 110 m, de los que entre 80-90 m están ocupados por el sistema dunar y el resto por la playa (Fig. 1).

Desde 1960 hasta el año 2004 el sistema dunar estuvo limitado en su lado terrestre por una valla, todavía existente, que delimitaba un camping. Dicha valla presentaba varios accesos directos a la playa. El resultado (Fig. 1) fue una degradación del sistema dunar, tanto en la morfología dunar como en su cubierta vegetal. La ampliación del aeropuerto de Barcelona, implicó el cese de la actividad del camping y la entrada como gestor de dicha playa del área de Medioambiente del Ayuntamiento de Viladecans.

Las medidas propuestas para la recuperación y restauración del sistema duna-playa fueron y son de las denominadas de ingeniería blanda (*soft engineering*): i) prohibición del paso de transeúntes por las dunas; ii) delimitación de la zona de dunas con postes y cuerdas; y iii) limpieza manual de restos antrópicos. Al año siguiente, se realizaron dos trabajos complementarios a dichas medidas, la realización de cinco perfiles topográficos (Fig. 1) y un estudio de la vegetación del sistema dunar de la misma playa (González et al., 2005).

# METODOLOGÍA

Con el fin de valorar la repercusión de dichas medidas en el ecosistema dunar, en el 2013 se realizó un estudio del estado de la a) morfología mediante levantamientos topográficos; b) granulometría del sistema playa-duna; c) estructura interna de las dunas mediante perfiles de GPR (*Ground Penetrating*) Radar); y d) la descripción de la vegetación dunar. Toda esta información se ha comparado con el trabajo de González et al. (2005). La metodología utilizada para la realización de los perfiles topográficos y los estudios vegetación ha sido también la misma. El fitosociológico se realizó muestreo mediante inventarios de cuadrados de 0,5 x 0,5 m cada 10 m a lo largos de los diferentes perfiles, desde el inicio hasta la zona ausente de vegetación. En cada cuadrado se inventariaron todas las especies vegetales existentes y se evaluó la abundancia para cada una, en términos de recubrimiento. A partir de estos datos y mediante métodos estadísticos se formaron grupos de vegetación afines y congruentes.

Para conocer la estructura interna de los cuerpos dunares, se realizaron transectos de GPR en los perfiles 1, 2 y 5. Se ha utilizado un Georadar (SIR 3000), equipado con dos tipos de antena que proporcionan datos de la señal que fueron procesados, filtrados y amplificados, lo que nos permitió analizar y visualizar los diferentes niveles sedimentarios en el subsuelo. En este trabajo se utilizó una antena de 400 (Mhz). Las señales obtenidas han sido nítidas a lo largo de todo el perfil. Así, se utilizó la configuración RPM (Reflection Profiling Mode). Dicha configuración consiste en dos antenas móviles que están separadas por una distancia fija a lo largo de la superficie del terreno. Estas antenas envían pulsos (disparos) al terreno y captan la señal de reflexión. Todas las disparos fueron apilados y se muestran en el perfil GPR.

La caracterización granulométrica, se realizó mediante la recogida de 14 muestras por perfil. Las muestras fueron analizadas mediante un difractómetro laser COULTER LS230.



FIGURA 2. Levantamientos topográficos del perfil P1. La parte superior muestra la comparación entre los años 2004 y 2013 y la parte inferior el cálculo de la variación volumétrica por metro lineal. En el perfil de 2013, se observan los tres cordones dunares, la duna secundaria a 66 m, la duna primaria a 75 m y la duna embrionaria a 90 m. Tanto la duna primaria como la duna embrionaria se han originado durante estos casi 10 años de



FIGURA 3. Tramo terminal del perfil de GPR- P1 (recuadro de la figura 2), con indicación de las distintas facies de radar utilizadas en la interpretación de los mismos (descritas en el texto). La facies RF2 son el resultado del relleno de surcos interdunares, la facies RF3 muestran depósitos eólicos en la zona de barlomar de las dunas y las facies RF6 y RF7 son interpretadas como debidas a depósitos de playa y la formación de bermas o barras de anteplaya, respectivamente.

# RESULTADOS

#### Morfo-Sedimentología

La comparación de los levantamientos topográficos entres los años 2004 y 2013 (Fig. 2), muestra una variación evidente en todos los perfiles. A nivel general se observa que todos los perfiles muestran una agradación general. Este proceso redunda en una ganancia general del sistema dunar en volumen de arena.

Perfil	Volumen Lineal Final (m <sup>3</sup> /m)
1	473.660
2	408.000
3	-99.620
4	424.140
5	-80.420

TABLA 1. Variación volumétrica, en metros cúbicos por metro lineal  $(m^3/m)$ , de los perfiles entre los años 2004 y 2013.

En concreto, los perfiles 1, 2 y 4, muestran un resultado de ganancia neta de volumen, mientras que

los perfiles 3 y 5 presentan un resultado negativo (Tabla 1).

Si nos centramos en las morfologías, desde mar a tierra se observa que en los perfiles 1, 2, 3 y 4 la aparición de una duna embrionaria (*foredune*) y de una duna primaria. Además, la duna secundaria muestra en todos los perfiles un crecimiento en el lado de barlomar, que da como resultado una progradación del cordón hacia el mar (Fig. 2).

La granulometría del sistema dunar muestra una media de entre  $300-400\mu$ m, mientras que la playa presenta un valor medio superior a 400  $\mu$ m. La clasificación (*sorting*), muestra un incremento de la misma de tierra a mar (disminución de los valores) y situándose las arenas más bien clasificadas en la duna primaria.

Los perfiles de GPR, se han trabajado según la metodología de Bistrow et al. (2000) que diferencia una serie de facies de radar y asociándolas a determinados procesos sedimentarios (Fig. 3). Así, se

observan las facies de radar de tipo RF2 (*discontinuous lower amplitude curved concave-up*) indicadora de procesos de retrabajamiento y/o relleno de surcos; RF3 (*discontinuous, low-angle clinoforms with seawards dips*) interpretada como acreción sedimentaria en el lado de barlomar; RF5 (*low amplitude, discontinuous concave and convex-up undulating*) debida a la acumulación sedimentaria con vegetación; RF6 (*continuous low-angle clinoform sea-ward dipping*) interpretados como depósitos de playa; RF7 (*short landward dipping*) interpretadas como barras de playa.

# Vegetación

Mediante el tratamiento estadístico de agrupamiento difuso de los inventarios de vegetación se obtuvieron siete comunidades vegetales (Virseda, 2014), descritas para ecosistemas litorales: 1. Pinar de Pinus pinea con cortejo florístico de especies tolerantes; 2. Vegetación de duna primaria, con Medicago marina; 3. Vegetación pionera de duna embrionaria, con Elymus farctus; 4. Vegetación de duna secundaria o de ambiente fijo-interdunar, con Panicum repens; 5. Herbazales oportunistas y ruderales, con Cyperus capitatus; 6. Vegetación psamófila, con Medicago littoralis; 7. Herbazales poco estables y ruderales, con Ambrosia coronopifolia. La interpolación de las distintas comunidades vegetales diferenciadas, entre los diferentes perfiles, nos ha permitido realizar el mapa de vegetación del ecosistema dunar. Las comunidades vegetales identificadas tienden a mostrar una disposición en zonas. Es claramente así en las comunidades de duna primaria, duna embrionaria y de interdunar (comunidades 2, 3 y 4), mientras que el resto de las comunidades, de tipo oportunista, muestran una distribución más irregular.

## **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La comparación de la morfología del sistema dunaplaya y de las comunidades vegetales, entre los años 2004 y 2013, nos han permitido estudiar la evolución del ecosistema dunar de la playa del Remolar.

Morfológicamente, el sistema dunar ha originado una nueva duna primaria y en gran parte del sistema la duna embrionaria. Esta última suele estar interrumpida por escarpes de erosión, efecto de las tormentas invernales. Los perfiles muestran así mismo, un incremento volumétrico (Tabla 1) del sistema dunar que se traduce en una agradación (Fig. 2) en la mayor parte del sistema dunar. En cuanto a la arena, la homogeneidad de la distribución granulométrica a lo largo de todo el sistema dunar se podría explicar explicar por una capacidad de los vientos actuantes de la zona de transportar la práctica totalidad del rango granulométrico de los sedimentos aportados por la dinámica marina. Los perfiles de GPR muestran cómo la estructura interior de las dunas se ha repetido con la formación de las nuevas dunas embrionarias, mediante la acreción de sedimentos en el lado de barlomar. El proceso se completa con la acumulación de sedimento en los surcos interdunares y la presencia de procesos de retrabajamiento en las crestas de las dunas.

Respecto a la vegetación, la comparación con la descrita en González et al. (2005) muestra como las comunidades se han redistribuido. Así, las comunidades mejor representadas en el 2004 eran las correspondientes a dunas móviles o embrionarias y las de dunas secundarias. Pero su distribución y abundancia no estaba de acuerdo con la disposición típica de los sistemas dunares ya que ocupaban zonas más anchas y ubicadas más al interior respecto a la situación actual. En el mapa actual se observa cómo las comunidades anteriores se han reordenado en bandas alargadas y paralelas, consistentes con los modelos teóricos de distribución de la vegetación en sistemas dunares (Bolòs, 1962).

En conclusión y retomando la introducción, el sistema dunar de la playa del Remolar muestra un alto grado de resiliencia que indicaría que las diferentes medidas de restauración y regeneración aplicadas han tenido un cierto éxito. Específicamente, a nivel sedimentológico el sistema funciona de manera "natural", considerando las restricciones a la deriva litoral por los diques de escollera. A nivel botánico, determinadas comunidades muestran un grado alto de resiliencia (comunidades de duna primaria y embrionaria) pero al cabo de casi una década se mantiene viva la influencia antrópica, manifestada por las comunidades oportunistas y ruderales.

# BIBLIOGRAFÍA

- Bristow, Ch. Neil Chroston, P. Bailey, S. D. (2000) The Structure and development of foredunes on a locally prograding coast. *Sedimentology*, 47, 923-944.
- de Bolòs, O. (1962): El paisaje vegetal barcelonés. Cátedra ciudad de Barcelona. Universidad de Barcelona
- González, V. et al. (2005): Estudi de la vegetació de la platja del Remolar (Viladecans). Ayuntamiento de Viladecans. Barcelona.
- Hernández, A. et al (2002) Evaluación de la resiliencia en ecosistemas terrestres degradados encaminada a la restauración ecológica. Actas de la II Reunión Española de Ciencia de Sistemas. Valencia.
- Holling, C. S. (1973): Resilience and stability of ecological systems. *Annual Review of Ecology and Systematics* 4:1-23.
- Virseda, S. (2014): Evolución de la morfología la vegetación del sistema dunar de las playas del Remolar y Cal Francès (Viladecans, Barcelona). Tesis de Master, Univ. de Barcelona, 33pp.

# Evaluación paisajística de las playas de Alicante (Mediterráneo occidental) mediante parámetros físicos y antropogénicos: implicaciones para la gestión

# Scenic evaluation of the beaches of Alicante (Western Mediterranean) through physical and anthropogenic parameters: implications for management

## F. Asensio-Montesinos<sup>1</sup>, G. Anfuso<sup>2</sup> y H. Corbí<sup>3</sup>

1. Grado en Ciencias del Mar, Universidad de Alicante. asensiomontesinos@hotmail.com

2. Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Puerto Real, Cádiz,

España. giorgio.anfuso@uca.es

3. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. Correos 99, San Vicente del Raspeig, 03080 Alicante, España. hugo.corbi@ua.es

**Resumen:** Se evaluaron mediante un método de evaluación paisajística las principales características de 42 playas distribuidas a lo largo de la costa alicantina (Sureste de España). Para ello, mediante observación in situ, se valoraron una serie de parámetros físicos como acantilados, playas, plataformas rocosas, dunas, valles, forma del relieve, rasgos geomorfológicos, restos de vegetación, etc. Por otra parte, se evaluaron parámetros de carácter antropogénico como ruido, presencia de residuos sólidos y evidencias de aguas residuales, grado de modificación y construcción del medio, tipos de acceso, línea del horizonte y estructuras antrópicas. Entre todos ellos suman un total de 26 parámetros (18 físicos y 8 antropogénicos), basados en una serie de encuestas (>1000) realizadas en playas europeas. Cada parámetro se califica en una escala del 1 al 5, siendo 1 ausencia/presencia o poca calidad y 5 excelente o alta calidad. Para evitar la incertidumbre o subjetividad de la evaluación se utiliza la lógica matemática (*fuzzy logic*), además no todos los parámetros tienen el mismo valor. Los resultados permiten clasificar las playas según su grado de calidad paisajística, resaltando de esta manera aquellas características mejores o peores de cada sitio para poder abordar mejor su gestión desde el punto de vista de su conservación.

Palabras clave: Gestión litoral, Mar Mediterráneo, paisaje costero, Costa Blanca

**Abstract:** The main characteristics of 42 beaches distributed along the coast of Alicante (Southeastern Spain) were evaluated using a landscape evaluation method. For this, by means of in situ observations, a series of physical parameters such as cliffs, beaches, rocky platforms, dunes, valleys, relief shape, geomorphological features, vegetation remains, etc. were evaluated. On the other hand, anthropogenic parameters such as noise, presence of beach litter and evidence of residual water, degree of modification and construction of the environment, types of access, horizon line and anthropic structures were evaluated. They sum a total of 26 parameters (18 physical and 8 anthropogenic), based on a series of surveys (> 1000) conducted on European beaches. Each parameter is rated on a scale from 1 to 5, being 1 absence or poor quality and 5 excellent quality. In order to avoid the uncertainty or subjectivity of the evaluation, fuzzy logic method is used, further not all parameters have the same value. The results allow classifying the beaches according to their degree of scenic quality, highlighting in this way the best and worse characteristics of each one in order to better arrange its management from the point of view of its conservation.

Key words: Coastal management, Mediterranean Sea, coastal landscape, Costa Blanca

# INTRODUCCIÓN

La provincia de Alicante está incluida en su totalidad en la Cordillera Bética, formada durante el plegamiento alpino y sobre la que se apoya un conjunto de cuencas sedimentarias de edad neógeno-cuaternaria. La morfología litoral destaca entre los aspectos más singulares del patrimonio geológico de la provincia, donde se puede observar una costa acantilada al norte y una costa de playas arenosas, dunas y lagunas litorales al sur, una gran variedad de formaciones kársticas, afloramientos relacionados con la posible desecación del Mediterráneo y la crisis de salinidad Messiniense, además de estructuras tectónicas y diapíricas debido a la presencia de arcillas y evaporitas triásicas (Estévez *et al.*, 2004).

Por otra parte, Alicante se ha convertido en un ejemplo paradigmático de desarrollo del turismo de masas que se inició aproximadamente desde 1960. Por este motivo muchos de los pueblos litorales han apostado por la actividad turística como fuente económica principal siempre que vaya unida a la prestación de servicios, a la promoción y construcción inmobiliaria. "El proceso de urbanización costera es tan rápido y está tan poco planeado a medio y largo plazo que llega a ser percibido como un proceso natural casi imposible de parar" (Huete, 2005). Este rápido crecimiento ha sido uno de los motivos que ha impulsado a realizar el trabajo en una provincia que cambia por días su morfología litoral y que necesita urgentemente una gestión basada en la conservación costera.

#### Área de estudio

El trabajo se lleva a cabo en 42 sitios distintos localizados a lo largo del litoral de Alicante (Fig. 1), centrando el estudio en el paisaje. Esto se debe a que el paisaje se considera, junto con la seguridad, la limpieza, la calidad del agua y los servicios, como uno de los parámetros más importantes por los usuarios de zonas costeras en varios lugares del mundo (McKenna *et al.*, 2011; Williams *et al.*, 2012).



FIGURA 1. Mapa de localización de los sitios estudiados. 1. Las Higuericas; 2. Mil Palmeras; 3. Cabo Roig; 4. La Estaca; 5. Playa del Cura; 6. Torrelamata; 7. Ortigues; 8. Babilònia; 9. Els Tossals; 10. El Pinet; 11. Tabarca; 12. Faroleta; 13. Platja Gran; 14. Gran Playa. 15. Calas del Cuartel. 16. Carabassí; 17. Arenales del Sol; 18. Saladar; 19. Agua Amarga; 20. El Postiguet; 21. Cala Palmera; 22. Playa San Juan; 23. Morro Blanc; 24. Carritxar; 25. El Xarco; 26. Bon-Nou; 27. El Torres; 28. Cala Finestrat; 29. Llevant; 30. Racó de L'Albir; 31. Cap Negret; 32. L'Olla; 33. Racó del Corb; 34. Morelló; 35. Cala de la Fossa; 36. Cala Fustera; 37. L'Ampolla; 38. El Portet; 39. Cala del Moraig; 40. La Granadella; 41. Ambolo; 42. L'Arenal.

# METODOLOGÍA

Los datos se han obtenido mediante la metodología propuesta por Ergin *et al.*, (2004) que utiliza una lista de chequeo compuesta por 26 parámetros físicos y antrópicos (Fig. 2), desarrollada a partir de un proyecto de investigación de tres años (BCR, 2003). Cada parámetro se califica mediante una puntuación que va del 1 (ausente o baja calidad) al 5 (excelente calidad). A continuación, se emplea la lógica matemática para eliminar o reducir la subjetividad del observador durante la evaluación de cada parámetro y plasmar correctamente las percepciones del observador, además no todos los parámetros tienen la misma importancia en la valoración, es decir, se ponderan. Por último, se obtiene el Valor "D" que es un índice numérico de evaluación que permite clasificar cada sitio en una de las cinco clases diferentes según su valor paisajístico y el grado de actividades antrópicas.

#### RESULTADOS

#### Clasificación paisajística

Clase I (D>0,85): Incluye dos sitios naturales extremadamente atractivos con valores paisajísticos muy altos y actividades antrópicas nulas o bajas que no afectan a la belleza natural del sitio. Se encuentran en lugares lejanos a centros urbanos, con una compleja localización y/o accesibilidad y con características paisajísticas singulares de considerable belleza por la presencia de acantilados de gran altitud.

Clase II (D entre 0,65 y 0,85): Seis sitios fueron clasificados como naturales o semi-naturales atractivos con valores paisajísticos altos y actividades antrópicas aceptables. Corresponden con áreas rurales apartadas de centros urbanos donde hay baja influencia humana.

Clase III (D entre 0,40 y 0,65): Sitios con poco interés paisajístico, en algunos casos son atractivos pero con actividades antrópicas evidentes. Doce playas fueron clasificadas en esta categoría.

Clase IV (D entre 0 y 0,40): Un total de once playas fueron clasificadas como sitios urbanos poco atractivos que tienen valores paisajísticos bajos. Son lugares muy concurridos con bajas puntuaciones en los parámetros antrópicos, la mayoría están más cerca de convertirse en clase V que en clase III.

Clase V (D<0): Sitios urbanos muy poco atractivos con un desarrollo intensivo y valores paisajísticos bajos. Dentro de esta categoría podemos encontrar un total de once sitios, asociados a la presencia de puertos y estructuras antropogénicas como escolleras junto con un grado de modificación y construcción del medio bastante alto. Esta clasificación se puede observar en la figura 4, donde aparecen todos los sitios ordenados de mayor a menor calidad paisajística en función del valor "D".

El histograma de promedios ponderados de los parámetros físicos У humanos permite una comparación relativa entre estos (Fig. 3a). Un promedio ponderado alto en atributos como 1 o 2 refleja valores bajos señalando impactos negativos en los parámetros físicos y/o antropogénicos. Inversamente, un promedio ponderado alto en atributos como 4 o 5 representa una alta calidad paisajística como sucede en el ejemplo de la Cala del Moraig.

La curva de grados de afiliación produce un resultado global de la evaluación de los diferentes atributos del paisaje (Fig. 3b). Según el grado de inclinación de la curva reflejará un valor de evaluación de paisaje bajo (curva inclinada hacia la derecha) o una evaluación alta como resultado de bajas calificaciones en los atributos 1 y 2 (curva inclinada hacia la izquierda).

Cabe destacar la presencia de banderas azules en la mitad de los sitios evaluados: nueve se observaron en



FIGURA 2. Histograma de calificación para la Cala del Moraig (Poble Nou de Benitatxell). Se observan los 18 parámetros físicos y los 8 antropogénicos utilizados en la evaluación.

playas de clase V, cinco en clase IV, seis en la clase III y una en la clase I.



FIGURA 3. a) Histograma de promedios ponderados. b) Curva de grados de afiliación. En ambas figuras se observan los resultados de la evaluación realizada para la Cala del Moraig, sitio con la máxima calificación alcanzada en la evaluación paisajística (D=0,93).



FIGURA 4. Índice de evaluación "D" para las 42 playas estudiadas.

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Los resultados obtenidos de esta evaluación paisajística ponen de manifiesto la heterogeneidad geomorfológica de la costa de Alicante junto con sus características antrópicas más relevantes ya que el estudio se ha realizado en distintos tipos de zonas costeras que se pueden encontrar en la provincia (playas de arena, de cantos, con plataforma rocosa, con acantilados, etc.). Además, proporcionan información específica de cada sitio evaluado que puede ser de gran utilidad tanto para la gestión como para su uso y disfrute por parte del público.

El elevado número de sitios urbanos poco atractivos de clase 4 y 5 (la mitad del total), junto con los pocos sitios de clase 1 y 2 (tan solo ocho), reflejan la pérdida de la belleza paisajística que ha sufrido el litoral debido principalmente a una mala gestión urbanística que ha permitido el deterioro tanto estético como ambiental de la costa de Alicante desde la década de 1960 hasta la actualidad. Esta degradación del valor escénico del paisaje a lo largo del tiempo es evidente al comparar el litoral actual con el de décadas atrás, mediante imágenes de vuelos fotogramétricos del territorio (algunas realizadas desde el año 1930), que se pueden consultar en la página web del Instituto Geográfico Nacional. El cambio en el valor paisajístico se intuye al ver la evolución del litoral durante las últimas décadas, principalmente en algunos parámetros antrópicos como por ejemplo el grado de construcción del medio, siendo "Histórico" o "Ninguno" (calificación de 5) a finales de 1950 como se aprecia en la figura 5a. En cambio en la evaluación actual este parámetro está evaluado como "Turismo Fuerte" o "Urbanizado" (calificación de 2), claramente visible en la figura 5b de 2016. El cambio en este único parámetro hace que el sitio cambie considerablemente su valor "D" llegando incluso a cambiar de clase. Es probable que con el paso del tiempo también se havan modificado otros parámetros como la presencia de residuos sólidos, el ruido, el tipo de acceso o las infraestructuras entre otros, aunque estos cambios no son tan evidentes y, por lo tanto, no se pueden comprobar bien mediante fotografías aéreas.



FIGURA 5.Comparación temporal de la Cala Finestrat. a) Fotografía aérea del Vuelo Americano Serie B (1956-1957). b) Fotografía aérea del Vuelo PNOA (2016). Instituto Geográfico Nacional.

Finalmente, cabe señalar que poco se puede hacer para mejorar la clasificación de playas urbanas con valores muy bajos, debido a que la presión antrópica ya es muy elevada. Por ejemplo, la de "El Pinet" perteneciente a la clase III (D= 0,57) y que todavía conserva características naturales de gran valor, podría mejorar y pasar a clase II si no hubiese alguna evidencia de aguas residuales. Probablemente este indicio de contaminación junto con la presencia de algún residuo sólido provenga de zonas próximas, como por ejemplo de Santa Pola (al norte) o de la desembocadura del Río Segura (al sur), ambos lugares situados a tan solo 5 kilómetros.

Los esfuerzos en la gestión en zonas urbanizadas deben centrarse en la mejora de los parámetros humanos ya que las características naturales son casi imposibles de cambiar o bien son muy costosas (como las regeneraciones de playas). En zonas más naturales, la gestión debe ir encaminada a proteger la belleza natural mediante limitación y regulación del proceso actual de urbanización costera. Esta evaluación del paisaje es una herramienta útil para gestores o administraciones gubernamentales que pueden buscar alternativas para mejorar las puntuaciones de los distintos parámetros.

# AGRADECIMIENTOS

Este estudio forma parte de un trabajo de fin de máster de la Universidad de Cádiz.

### REFERENCIAS

- British Council Report. (2003). Coastal scenic assessments at selected sites in Turkey, UK and Malta, *Final report. Ankara Turkey, and Valetta Malta: British Council Office.* 64 pp.
- Ergin, A., Karaesmen, E., Micallef, A., y Williams, A. T. (2004). A new methodology for evaluating coastal scenery: fuzzy logic systems. *Area*, 36(4), 367-386.
- Estévez Rubio, A., Vera Torres, J. A., Alfaro García, P., Rodes, A., Miguel, J., Tent-Manclus, J. E., y Yébenes Simón, A. (2004). Geología de la provincia de Alicante. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. Vol. 12, N. 1 (2004). ISSN 1132-9157, pp. 2-15
- Huete, R. (2005). Factores de atracción de Alicante como destino residencial: el punto de vista de los residentes europeos. En: *Turismo residencial y cambio social* (Mazón, T. y Aledo, A., eds.). Nuevas perspectivas teóricas y empíricas. Alicante: Aguaclara. pp. 375-390.
- McKenna, J., Williams, A. T., y Cooper, J. A. G. (2011). Blue Flag or Red Herring: Do beach awards encourage the public to visit beaches?. *Tourism Management*, 32(3), 576-588.
- Williams, A. T., Micallef, A., Anfuso, G., y Gallego-Fernández, J. B. (2012). Andalusia, Spain: an assessment of coastal scenery. *Landscape Research*, 37(3), 327-349.

# Gestión costera, una solución que no siempre llega a tiempo. Estudio de caso en la costa de Mar del Tuyú, Buenos Aires, Argentina.

# Coastal management, a solution that does not always arrive on time. Case study on the coast of Mar del Tuyú, Buenos Aires, Argentina

# M. Tejada Tejada<sup>1</sup>, E. Carol<sup>2</sup>, G. Borzi<sup>2</sup> y C. Tanjal<sup>2</sup>

1 Departamento: Geografía, Historia y Filosofía, Universidad Pablo de Olavide - Ctra. de Utrera, km 1 41013, Sevilla. <u>mtejtej@upo.es</u> 2 Centro de Investigaciones Geológicas, UNLP-CONICET. Diagonal 113 275, La Plata, Buenos Aires, Argentina. eleocarol@fcnym.unlp.edu.ar

**Resumen:** El área costera de la localidad de Mar del Tuyú en Argentina, ha tenido un desarrollo urbanístico poco planificado, en donde la playa central del núcleo turístico presenta graves problemas de erosión. El objetivo del trabajo fue evaluar el estado actual de la costa de dicha localidad contrastando los cambios de la línea de costa frente a las medidas de mitigación efectuadas. Para ello se recopiló información en el municipio y en campo sobre las acciones realizadas y se analizaron una serie de fotografías aéreas e imágenes de satélite. Los resultados obtenidos muestran que ha existido un retroceso paulatino de la línea de costa que compromete a las edificaciones que se encuentran en la zona intermareal. Las actuaciones efectuadas desde la administración local y desde los propietarios, se han centrado en la aportación de áridos a la playa a modo de cordón dunar, o en la instalación de estructuras de tipo captadores tendentes a acumular arena las cuales no han logrado recuperar la playa. El ejemplo analizado demuestra que la gestión costera no siempre llega a tiempo para aminorar los impactos y muestra cómo un desarrollo urbano sin planificación puede incidir negativamente sobre el impulso turístico.

Palabras clave: Erosión costera, riesgo costero, fijación de dunas, gestión de costas.

Abstract: The coastal area of the town of Mar del Tuyú in Argentina, has had a poorly planned urban development, where the central beach of the tourist resort presents serious erosion problems. The objective was to assess the current state of the coast of the town, contrasting changes in the coastline facing the mitigation measures undertaken. In order to achieve this, information related to the actions taken was collected in the city and in the field, and a series of aerial photographs and satellite images was analyzed. The results show that there has been a gradual retreat of the coastline which commits the buildings found in the intertidal zone. The actions undertaken from local government and from the owners, have focused on the contribution of aggregates to the beach as a dune line, or installing structures of sensors designed to collect sand type. However those systems have not recovered the beach. The example analyzed shows that coastal management does not always arrive in time to mitigate the impacts and shows how urban development without planning can have a negative impact on the tourism boost.

Key words: Coastal erosion, coastal risk, fixing of dunes, coastal management.

## INTRODUCCIÓN

En muchos países, la gestión costera es un tema de interés político reciente que a veces, comienza a aplicarse cuando el problema de erosión ya se encuentra en un estado avanzado. La degradación de zonas turísticas costeras por erosión es un problema ambiental muy grave que afecta al litoral de la provincia de Buenos Aires en Argentina. Si bien los procesos de erosión pueden deberse a causas naturales producto del cambio climático, se ha verificado que han sido potenciadas por la acción del hombre a partir de 1980, cuando se produjo un brusco incremento poblacional en las localidades balnearias del este de la provincia de Buenos Aires (Marcomini, 2006). Este es el caso del área costera de Mar del Tuyú, Partido de la Costa en Argentina (Fig. 1), donde tras un desarrollo urbanístico poco planificado, la playa central del núcleo turístico presenta graves problemas de erosión. Dicha localidad se ubica sobre un cordón de médanos o dunas costeras desarrollados sobre una espiga arenosa,

que se extiende a lo largo de aproximadamente 70 km de costa, con pendientes bajas entre 1 y 2°, y con alturas que no superan los 10 m (López y Marcomini, 2010).

El crecimiento urbano y turístico de dicha localidad generó una demanda de parcelas próximas a la playa, lo cual propició una expansión, no planificada, de las zonas céntricas del litoral (Mantero, 2006). En lo que respecta a la línea de costa, se pudo corroborar que en esta zona, donde ocurrió un crecimiento urbano no planificado, se mantiene una tendencia erosiva desde 1977 hasta el día de hoy (López y Marcomini, 2010). En este trabajo se muestra que la franja costera comprendida entre las calles 73 y 54 de Mar de Tuyú (Fig. 1) es la que presenta un mayor riesgo y/ó vulnerabilidad; ésta corresponde con un tramo costero donde no hay presencia de berma, ni de barra estacional y en donde la altura de la duna no supera los 2 m, estando, además muy degradada. Frente a esta situación, en el año 2000 el municipio inicia acciones de mitigación en la zona de mayor riesgo las cuales se



FIGURA 1. Ubicación del área de estudio, ejemplos de erosión costera y distintas medidas de mitigación.

superponen con las medidas individuales efectuadas por los propietarios. El objetivo del trabajo es por tanto, evaluar el estado actual de la costa de la localidad mencionada contrastando los cambios de la línea de costa frente a las distintas medidas de mitigación efectuadas.

# METODOLOGÍA

Se realizaron visitas de campo a fin de identificar los principales problemas que generó la erosión en las viviendas y en el paisaje costero. En los recorridos de campo se reconocieron y fotografiaron los rasgos de erosión costera tales como retrocesos de la línea de dunas, estructuras urbanas afectadas, etc., así como también las distintas medidas de mitigación efectuadas. En este trabajo se muestran fotografías obtenidas en 2005 y 2013-2014 a fin de mostrar el cambio reciente del área costera. Se recopiló información en el municipio y en campo sobre las acciones realizadas y se analizaron fotografías aéreas e imágenes de satélites desde la década de los 60 hasta la actualidad, para visualizar el crecimiento urbano de este sector y los cambios ocurridos en la línea de costa. Por su parte también fue utilizada información de los censos demográficos de 1990 y 2010 del Partido de la Costa para observar el crecimiento del mismo.

# RESULTADOS

Las observaciones de las imágenes satelitales evidencian un crecimiento urbano importante de la localidad de Mar del Tuyú principalmente a partir de 1980 (Fig. 2). Esto se ve reflejado en los datos del censo, donde la población estable aumenta de 2800 habitantes en 1990 a cerca de 8000 en 2010. Este incremento del 27% de la población estable fue acompañado por la creación de viviendas destinadas al turismo.

Como se puede apreciar en las Figs. 1 y 3, el retroceso de la línea de costa afecta a las edificaciones que se encuentran más cercanas a la playa. Para dar respuesta a este problema de erosión que afecta a las viviendas, se efectuaron distintas medidas de mitigación no coordinadas entre los propietarios y el municipio.Por un lado, el municipio aplicó las mismas medidas en toda la franja costera afectada, sin considerar las particularidades erosivas que presentaba cada vivienda. Mientras que los propietarios aplicaron medidas en función de su situación particular, sin considerar la de los vecinos y superponiéndolas a las efectuadas por el municipio. Un resumen de las distintas medidas de mitigación observadas en campo se describe a continuación. La Fig. 1a corresponde a una fotografía del año 2005, en donde se observa una casa que ha instalado sacos de arena de 1m<sup>3</sup> para la protección de la duna. Se observa, además, cómo la erosión mareal ha dejado al descubierto el tanque séptico de hormigón, y la cerca perimetral del recinto se encuentra gravemente deteriorada. En la Fig. 1b se muestra la situación edilicia de una vivienda en dos años diferentes. En el año 2005 y con el objeto de evitar la erosión, se actuó situando montículos de escombros y un mallado de contención en el frente de la vivienda. Al no detener la acción del mar, el propietario construye un muro de contención de cemento de 1,5 m de alto, tal como se observa en la fotografía de 2013. En el sector de costa donde se ubica el edificio de Prefectura Naval Argentina (Fig. 1c) se instalaron, en el frente batiente, unas escolleras de hormigón. Este tipo de estructuras no muestran



FIGURA 2. Imágenes satelitales de Mar del Tuyú evidenciando el crecimiento urbanístico.

variaciones entre las fotografías de 2005 y 2013. Nótese que en la fotografía de la figura 1c se observa que la playa está cubierta por bolsas de arpillera de polietileno, para autodefensa de las edificaciones. Estas bolsas fueron instaladas por el municipio a lo largo de todo el sector costero con problemas de erosión. Esta medida de mitigación no tuvo resultados positivos de cara a la protección, sin embargo, estéticamente afectó negativamente, al dispersar las bolsas rotas por el oleaje, a lo largo de la playa.

En la Fig. 1d se observa un caño de desagüe pluvial que ha quedado al descubierto por la erosión en un tramo mayor a 5 m de longitud, lo cual evidencia la importancia del retroceso de la línea de costa.

Otra medida utilizada por los propietarios para evitar la erosión se aprecia en la Fig. 1e, donde se usan caños de hormigón dispuestos verticalmente. La diferencia entre los dos años (2005 y 2013) evidencia que es una medida poco efectiva ya que sólo evita momentáneamente el retroceso de la línea de costa. El salitre corroe poco a poco el hormigón y son estructuras que sólo minimizan el oleaje y no contribuyen a la recuperación del médano costero, deteriorando aun más el paisaje de los bañistas. La Fig. 1f muestra un balneario al borde del médano costero, en donde se han utilizado postes de madera y bolsas plásticas para evitar la erosión. Sin embargo, como se observa en la fotografía, esta medida sólo minimiza un poco el efecto erosivo de las olas y no contribuye a la recuperación del médano. Asimismo, como en el ejemplo anterior, la destrucción de las bolsas deteriora el ambiente de los pobladores y veraneantes. Cabe destacar que el empalizado tampoco es resistente en el tiempo, un ejemplo de ello se observa en la fotografía 1d donde pueden verse restos de un antiguo muro de postes de madera. Otro ejemplo de esta situación, pero en otro sector de la playa puede observarse en la Fig. 3a.

Las medidas descriptas anteriormente son principalmente abordadas por los propietarios de las viviendas y terminan siendo de carácter local. Desde el municipio e involucrando a todo el sector se implementaron desde mediados del año 2000 medidas que no han dado resultado como es la instalación de bolsas plásticas de arpillera como las que se observan en la figura 3b, o la reconstrucción del médano costero con material de acopio. Esta última medida es la menos eficiente ya que el oleaje suele erosionarlo rápidamente. Normalmente se aplica al inicio de la temporada turística buscando mejorar el paisaje de la playa.



FIGURA 3. Distintas medidas de mitigación.

Una medida que sí logro recuperar el cordón dunar y frenar la erosión fue el enquinchado instalado por el municipio en sectores aledaños donde la erosión no era tan grave. Este sistema de enquinchado (Fig. 3c) cuenta con pequeñas ramas que se disponen en forma de muro de 1 m de altitud en la zona de dunas. La arena que se traslada por saltación es entrampada aumentando en torno a ellas, acumulándose y favoreciendo la recuperación del médano. Lamentablemente en el sector más erosionado, las edificaciones construidas sobre el médano hacen imposible desarrollar el sistema de enquinchado en las zonas más afectadas. Dada esta situación y el conflicto que genera entre los propietarios y los turistas que demandan la mejora paisajística de la playa, es que en 2009 el municipio trató un proyecto de expropiación de las propiedades ubicadas en este sector litoral, con el fin de impulsar medidas que permitan la regeneración del frente dunar (como ocurrió en el sector con enquinchado) y en consecuencia una mejora valiosa del paisaje para los turistas.

En la actualidad estas medidas de expropiación y regeneración no han podido aplicarse. Por cuanto el paisaje de este sector de la playa sigue muy afectado tanto por los rasgos de erosión como por las medidas de mitigación poco amigables aplicadas tanto por los propietarios como por el municipio. Esto ha generado en los últimos años que la mayoría de estas viviendas estén en venta, y en algunos casos el deterioro es tal que se encuentran abandonadas.

#### CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos muestran que ha existido un retroceso paulatino de la línea de costa que compromete a las edificaciones que se encuentran en la zona intermareal. Las actuaciones efectuadas desde la administración local desde el año 2000, se han centrado en la aportación de áridos a la plava a modo de cordón dunar, o en la instalación de estructuras de tipo captadores tendentes a acumular arena, las cuales no han logrado recuperar la playa. Por su parte, los propietarios de manera individual han levantado distintos tipos de defensas, tales como empalizada, muros de hormigón, etc., con el objeto de proteger sus casas, y en ninguno de los casos, las actuaciones han tenido la respuesta esperada. En este sentido, la aplicación de otras medidas más efectivas desde la administración local, requeriría de la expropiación de los terrenos particulares, medida que al momento no ha sido viable. Por otra parte, la municipalidad podría actuar con campañas de concienciación de la importancia de los médanos, en la conservación y mantenimiento de la costa, y por ende de las viviendas particulares asentadas en la playa.

Todas estas actuaciones frustradas generan una percepción de abandono y deterioro de la costa. Frente a esta realidad nos encontramos con dos posturas enfrentadas, la de los turistas que buscan en la playa un espacio de disfrute y la de los residentes que apuestan por medidas de protección ante el avance del nivel del mar.

El ejemplo analizado demuestra que la gestión costera no siempre llega a tiempo para aminorar los impactos y muestra cómo un desarrollo urbano sin planificación puede incidir negativamente sobre el impulso turístico.

## REFERENCIAS

- López, R. A y Marcomini, S. C. (2010): Zonificación de riesgo para aplicación de plan de manejo costero sobre dunas. Partido de la costa, provincia de Buenos Aires. *Rev. de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente*. Nº 25, pp. 01-08. Buenos Aires
- Mantero, J. C. (2006): Urbanización y Balnearización del Litoral Atlántico. Problemas y perspectivas ambientales del turismo de sol y playas" en *Manual de Manejo Costero para la Provincia de Buenos Aires*, Isla, F.I y Lastra, A.C (editores). Eudem.
- Marcomini, S. C., (2006): Erosión Costera. Océanos y sus recursos pesqueros. *Resúmenes de la 2da Reunión Ciencia, Sociedad y Tecnología.* 7-9.

# Identificación y reconstrucción de características de tramos perdidos del litoral de Las Palmas de Gran Canaria (islas Canarias)

# Identification and reconstruction of characteristics of lost coastal stretches in Las Palmas de Gran Canaria (CanaryIslands)

# E. Pérez-Hernández<sup>1</sup> y L. Hernández-Calvento<sup>1</sup>

1 Grupo de Geografía Física y Medio Ambiente, Instituto de Oceanografía y Cambio Global, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ULPGC. Parque Científico-Tecnológico de Taliarte, Calle Miramar, 121, 35214 Telde, Las Palmas, España. eva.perez109@alu.ulpgc.es, luis.hernandez.calvento@ulpgc.es.

**Resumen:** La transformación del territorio ha supuesto una pérdida importante de elementos del patrimonio natural y cultural. Este ha sido el caso del litoral oriental de Las Palmas de Gran Canaria. La expansión urbana experimentadapor esta ciudad entre finales del siglo XIX ymediados del siglo XX, obligó, en las décadas posteriores, a ocupar la costa para dar cabida a la ampliación de la carretera de Las Palmas de Gran Canaria-Sur (GC-1), y su prolongación hasta el Puerto de La Luz y de Las Palmas. Ello supuso la transformación del litoral oriental de la ciudad. La mayor parte de los tramos costeros naturales, como las playas, fueron ocupados por esta infraestructura y, por lo tanto, desaparecieron. El objetivo de este trabajo es identificar los tramos de costa perdidos entre 1879 y 2016, reconstruir sus características naturales y las actividades humanas que se desarrollaban en ellos. Para ello se han utilizado fuentes históricas documentales, cartografía histórica, fotografías aéreas, fotografías convencionales y fuentes orales. Toda la información se ha integrado en un sistema de información geográfica (SIG), con el fin de cartografíar, caracterizar y reconstruir la memoria histórica sobre estos espacios desaparecidos.

Palabras clave: transformación del litoral, expansión urbana, patrimonio perdido.

Abstract: The land use changes mean a significant loss of natural and cultural heritage's elements. This has been the case of the Eastern coast of Las Palmas de Gran Canaria. The urban sprawl at the end of the nineteenth century and the mid-twentieth century, forced the coast in the following decades to be occupied, to accommodate the road between Las Palmas de Gran Canaria and the Southern part of the island (GC-1), as well as having to be extended to La Luz and Las Palmas Port. This meant the transformation of all the city Eastern coast. Most of the natural coastal stretches, such as the beaches, were replaced by this infrastructure and, therefore, disappeared. The objective of this work is to identify the coastal stretches lost between 1879 and 2016, to reconstruct their natural characteristics and the human activities that were developed on them. Historical documentary sources, historical cartography, aerial photographs, conventional photographs and oral sources have been used for this purpose. All this information has been integrated into a geographic information system (GIS), in order to map, characterize and reconstruct the historical memory of these missing places.

Key words: coastal transformation, urban sprawl, lost heritage.

#### INTRODUCCIÓN/ANTECEDENTES

Los asentamientos humanos son uno de los principales impulsores dela transformación y cambio de los usos delsuelo a nivel mundial, siendo especialmente importante en las zonas costeras. En este sentido, la ocupación de áreas litorales en las islas Canarias por urbanizaciones, infraestructuras y equipamientos ha sido muy significativa desde mediados del pasado siglo (Santana Cordero et al., 2014). Esta transformación territorialha supuesto una pérdida importante de elementos del patrimonio natural y cultural.Este ha sido el caso del litoral oriental de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria. La expansión urbana experimentadapor esta ciudad entre finales del siglo XIX ymediados del siglo XX, con el fin de dar respuesta al crecimiento poblacional, indujo la ocupación de esta franja litoral, con el fin de ganar

espacios edificables, ampliar instalaciones portuarias ydar cabida a la ampliación de la carreteraLas Palmas de Gran Canaria-Sur (GC-1), y su prolongación hasta el Puerto de La Luz y de Las Palmas. Este proceso supuso la desaparición de la mayor parte de los tramos costeros naturales, como las playas. El objetivo de este trabajo es identificar y reconstruir ciertas características de los tramos de costa perdidos entre 1879 y 2016.

#### Área de estudio

Las Palmas de Gran Canaria se localiza en elvértice NE de la isla de Gran Canaria. El estudio se centra en la costa oriental del municipio (19,74 km de longitud), desde la playa del Sebadal (al norte) hasta la de La Laja (al sur).



FIGURA 1: Área de estudio

# METODOLOGÍA

Con el fin de dar respuesta a los objetivos planteados, la metodología desarrollada en este trabajo se basa en la utilización de fuentes cartográficas, bibliográficas e históricas:

Referencias bibliográficas: se han consultado artículos científicos, libros y otras publicaciones, siendo claves las obras de Martín Galán (2001, 2007, 2008, 2009).

Cartografía histórica: se han utilizado cinco mapas de diferentes fechas [Tabla I], recogidos en la colección de Tousy Herrera (1995). Estos documentos cartográficos han permitido identificar las playas, así como la toponimia de principios del siglo XX.

Fotografía aérea/ortofoto: fueron consultadas la fotografía aérea de 1954 y dos ortofotos (de 1966 y 2013), con el fin de identificar y cartografíar los tramos costeros.

Fotografías convencionales: se consultaron a través del catálogo de la Fundación para la Etnografía y el Desarrollo de la Artesanía Canaria (FEDAC), así como en redes sociales (*Las Palmas ayer y hoyyRecuerdos de Gran Canaria*).

Fuentes orales: se realizaron nueve entrevistas a un grupo de personas nacidas entre 1919 y 1953 que vivieron en el litoral oriental de la ciudad. Estas entrevistas han aportado información que no se encuentra recogida en ningún lugar, así como contrastar la información derivada de otras fuentes.

AÑO	NOMBRE	ESCALA/ RESOLUCIÓN	AUTOR
1879	Plano de la bahía de Las Palmas	1:20000	Dirección de Hidrografía
1910	Plano de la ciudad de Las Palmas	1:5000	Fernando Navarro
1910	Plano del ensanche del puerto de la Luz	1:5000	Fernando Navarro
1914	Plano de Las Palmas	1:13000	Benito Chías Carbó
1954	Fotografía aérea	1:2650	CECAF- Ejército del Aire de España
1966	Ortofoto	1:7000	IDE Canarias
2013	Ortofoto	25 cm/píxel	IDE Canarias

TABLA I. Documentos cartográficos y mapas históricos

Análisis e integración de los datos: la información obtenida fue integrada en un sistema de información geográfica (SIG). Las fotografías aéreas fueron corregidas geométricamente utilizando como referencia lasortofotosmás recientes, trabajada mediante un servicio *web mapservice* (WMS) de la Infraestructura de Datos Espaciales de Canarias (IDE Canarias), desarrollada por la empresa pública GRAFCAN, S.A. (Gobierno de Canarias). En este entorno se digitalizaron los elementos identificados y tratados en este trabajo.

#### RESULTADOS

Se han podido identificar y localizar veintisiete playas o "mareas" (nombre local) [Fig. 2 y 3].Sobre el mapa de la Dirección Hidrográfica, de 1879 [Fig. 2], se han señalado lasplayas que se localizaban,a finalesdelsiglo XIX, en el NE de la ciudad. Éstas fueron las primeras en desaparecer por la construcción del Puerto de La Luz y el posterior crecimiento urbanístico de la ciudad. Poreste motivo, en el siguiente mapa, realizado sobre la fotografía aérea de 1954 [Fig. 3, izquierda], no se ha añadido la zonaportuaria, al no existir ya ninguna playa en su entorno.Asimismo, se ha incorporado un mapa actual con las playas que aún subsisten [Fig. 3, derecha].

#### Descripción y características del litoral

El litoral oriental de Las Palmas de Gran Canaria se caracterizaba por presentar una costa de arena organógena en el norte y una plataforma rocosa en el sur.



FIGURA 2. Localización de las playasdel N sobre el mapa de la Dirección Hidrográfia de1879.

Si describimos el litoralde norte a sur, la primera playa que encontraríamos sería la del Sebadal, seguida de las playas de La Luz y El Refugio, ubicadas sobre el tómbolo de Guanarteme. A continuación, se hallaba la extensa playa de Santa Catalina (posteriormente denominada Alcaravaneras), que se vio fuertemente reducida como consecuencia del ensanchamiento de las infraestructuras portuarias, equipamientos deportivos y por la avenida marítima.

Hacia el sur, el litoral estaba configuradoprincipalmente por playas de callaos, con abundancia de beachrocks. Cuando bajaba la marea quedaban al descubierto amplias superficies de arena oscura, por el dominio de los minerales volcánicos.Se trataba de las playas de Lugo, el Caletón (dividida en cuatro sectores, según los vecinos de esta zona: La Muralla, El Charcón, El Charcón de las Pastillas y el Caletón) y la playa Bonita (denominada también Venegas). A continuación, se encontrabala Playa de Triana, San Agustín y Las Tenerías. En el barrio de San Cristóbal (S), se localizaba (y aun se localiza)la playa delmismo nombre,en la cual se distinguendistintas zonas: la Caleta de Arriba, el Castillo, ElCaletón, Caletón bajo, Caletón chico, Caleta Baja, La Puntillay, al sur, la playa de las Angustias.Al sur delasAngustias se encontraba una pequeña cala llamada La Cardosa y más al sur, La Laja.



FIGURA 3. Localización de las playas en 1954 (izquierda, sobre mosaico de fotografías aéreas de CECAF) y 2016 (derecha, sobre ortofoto de IDE Canarias)

#### Pérdidas

En términos de superficie, se han perdido aproximadamente 6,73 ha de playas, de las 16,35 ha que había inicialmente. En la actualidad,se conservan únicamente las playas de Las Alcaravaneras, San Cristóbal y La Laja.

Playas	Área (ha) 1954	Área actual (ha)
Playa Santa Catalina (Alcaravaneras)	6,85	3,55
San Cristóbal	3,83	2,49
La Laja	3,57	3,50

TABLA II. Superficies perdidas.

De ellas, Las Alcaravaneras ha sido la más perjudicada, al perder 3,3 ha. La de San Cristóbal ha perdido 1,34 ha, debidoa la construcción del paseo marítimo. La playa de La Laja no ha sufrido grandes pérdidas.

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Este estudio puede tener diferentes aplicaciones. Por un lado, sirve para recuperar la memoria ambiental de un lugar, cuestión destacada en otros trabajos desarrollados en la misma área (Santana-Cordero et al., 2014).Por otro lado, puede incentivar acciones de conservación.Las conclusiones que se obtienen a partir de los resultados de este trabajo, son las siguientes:

1- En un corto periodo de tiempo (ochenta años, aproximadamente) se perdió una gran cantidad del patrimonio del litoral oriental de Las Palmas de Gran Canaria, tanto natural como cultural. El objetivo principal de la Administración, durante buena parte de este período, era modernizar la ciudad, supeditándose a este objetivo otros aspectos, relacionados con lavaloraciónambiental y patrimonial.

2- La información disponible sobre los elementos del patrimonio costero es muy escasa o, incluso, inexistente. La información existente se encuentra dispersa y es de distinta naturaleza (textual, gráfica, cartográfica, etc.). Hay mucha más información sobre los elementos culturales e históricos que sobre los naturales.

3- La utilización de una metodología basada en la integración de fuentes y técnicas de diversas disciplinas es fundamental para el desarrollo de este tipo de trabajos. En este sentido, tiene interés la combinación de herramientas de análisis propias de la Geografía, integradas en los SIG, con otras propias de la Historia, como el uso de fuentes orales. Esta vinculación aporta resultados interesantes acerca de las características y funcionalidades, así como sobre aquellas prácticas que han alterado el patrimonio. Este aspecto podría nriquecerse con nuevas aportaciones y vivencias, con el fin de conocer más profundamente el funcionamiento y las características naturales y culturales del entorno.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una aportación a los proyectos CSO2013-43256-R y CSO2016-79673-R del Plan Estatal de I+D+i, cofinanciados con fondos FEDER. E. Pérez-Hernández, estudiante del programa de doctorado en Oceanografía y Cambio Global (IOCAG-ULPGC), es beneficiaria de una beca de investigación FPI de la ACIISI - Gobierno de Canarias, cofinanciada con fondos FEDER. Se agradece la ayuda de las personas entrevistadas, pues sus aportaciones han sido fundamentales para el desarrollo de este trabajo.

# REFERENCIAS

- Centro Cartográfico y Fotográfico (CECAF) del Ejército del aire.Fotografía aérea de LPGC, 1954[Fondo delDepartamento de Geografía (ULPGC)].
- Fundación para la Etnografía y el Desarrollo de la Artesanía Canaria (FEDAC)(2017).Archivo fotográfico. Cabildo Insular de Gran Canaria. Disponible en:<u>http://www.fedac.org</u>. Acceso: 01/05/17
- Infraestructura de Datos Espaciales de Canarias(IDECanarias) (2017). Disponible en: www.idecanarias.es. Acceso: 01/05/17
- Martín Galán, F. (2001) *Las Palmas Ciudad y Puerto. Cinco siglos de evolución.* Las Palmas de Gran Canaria: Fundación Puertos de Las Palmas.
- Martín Galán, F. (2007) *El Mar, la Ciudad y el Urbanismo. Vivir el litoral en las ciudades históricas de Canarias.* Las Palmas de Gran Canaria y Santa Cruz de Tenerife: Autoridades Portuarias de Santa Cruzde Tenerife y de Las Palmas y Fundación Puertos de LasPalmas.
- Martín Galán, F. (2008) Playas, urbanismo y turismo en ciudades litorales históricas de Canarias.*Revista de la Escuela Universitaria de Turismo Iriarte*,0:59-94.
- Martín Galán, F. (2009):Islas, sol, barcos, hoteles y climatoterapia. El turismo en Las Palmas de Gran Canaria hasta la primera Guerra Mundial. *Revista de la EscuelaUniversitaria de TurismoIriarte*, 1: 143-174
- Santana-Cordero AM, Monteiro-Quintana ML y Hernández-Calvento L (2014): Reconstructing the environmental conditions of extinct coastal dune systems using historical sources: the case of the Guanarteme dune field (Canary Islands, Spain). *Journal of CoastalConservation*, 18:323–337.
- Tous J, y Herrera A (1995):*Las Palmas de Gran Canaria a través de la cartografía: 1588-1899.* Ediciones del Cabildo Insular de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria.

# Sensibilidad ambiental de la línea de costa. Un trabajo en continua revisión. Ejemplo de las Islas Baleares (W Mediterráneo, España).

# Environmental sensitivity of the shoreline. A task under continuous revision. Example from Balearic Islands (W Mediterranean, Spain).

# P. Balaguer<sup>1</sup>, D. March<sup>1</sup>, B. Frontera<sup>1</sup>, G. Vizoso<sup>2</sup>, M. Ruiz y J. Tintoré<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>SOCIB (Sistema de Observación y Predicción Costero de las Islas Baleares) SOCIB). Parc Bit, Naorte, Bloc A 2ºp. pta. 3. E-07121. Palma de Mallorca, Illes Balears, España. <sup>2</sup>IMEDEA (Institute Mediterrinze de Estudios Avenzados). C/Miguel Marcuès 21. 07100 Esparles, Illes Balears, Spain

<sup>2</sup>IMEDEA (Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados). C/ Miquel Marquès, 21 - 07190 Esporles, Illes Balears, Spain.

**Resumen:** La Sensibilidad Ambiental de la Línea de Costa (SALC) de las Islas Baleares está definida por 3 tipos de información: 1) descripción geomorfológica, 2) protección de la línea de costa por alguna regulación legal y 3) localización de los recursos humanos. Esta información constituye una herramienta de apoyo a la toma de decisiones ante un vertido de hidrocarburos, y también para cualquier evento de contaminación costero (tanto de procedencia marina como terrestre). La aplicación de la SALC en las Islas Baleares se ha realizado de acuerdo con la adaptación de estándares internacionales.. Los productos generados son de utilidad para diferentes disciplinas de estudio que entiendan la zona costera de acuerdo con el concepto de Gestión Integrada de Zonas Costeras y Marinas (GIZCM). El principal objetivo de la SALC es el de establecer una priorización de zonas que deben ser preservadas en caso de un derrame de hidrocarburos. La clasificación de acuerdo con la SALC es una tarea en continua revisión, hecho que debe tenerse en cuenta para futuras iniciativas, con la finalidad de tener información de la línea de costa de la mayor calidad y fiabilidad posible de mejor calidad posible para contribuir a su sostenibilidad.

### Palabras clave: Sensibilidad Ambiental, Costa, Islas Baleares

**Abstract**: The Environmental Sensitivity of the Shoreline (ESS) of the Balearic Islands is defined by 3 types of information: 1) geomorphological description, 2) protection of the coastal areas according to statutory designation and 3) location of human use resources. This information constitutes a decision support tool for an oil spill and also useful for any contamination event that affects the coast (from land/sea). The application of the Environmental Sensitivity to the Balearic coasts has been through the adaptation international standards and guidelines. The outcomes generated, are very useful for many disciplines which understand the coastal area as a concept of Integrated Coastal and Marine Management (ICMM). The main goal of EES is to establish priority areas that must be preserved in case of an oil spill. Classification of the EES is a task under continuous revision, this fact must be taken into account for future tasks, in order to have the best quality information available concerning the coastal zone to contribute to its sustainability.

Key words: Environmental Sensitivity, Coast, Balearic Islands

# INTRODUCCIÓN

El establecimiento de la Sensibilidad Ambiental de la Línea de Costa (SALC) se remonta a los años 70 (Michel et al., 1978, Gundach). Los primeros ejemplos se aplicaron en la costa de Estados Unidos y la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Admistration) ha liderado la creación de los principales estándares y criterios de aplicación para la elaboración de los mapas de SALC (NOAA, 2002). La SALC se basa en tres pilares de información: 1) descripción geomorfológica (componente físico), 2) protección de la línea de costa por alguna regulación legal (caracterización bioecológica) y 3) localización de los recursos humanos (p.e. infraestructuras, equipamientos y patrimonio histórico).

El establecimiento de la SALC es una tarea dinámica debido a los cambios continuos que tienen lugar en la línea de costa (erosión natural o inducida por el hombre, construcciones portuarias, etc). La zona costera es un sistema complejo afectado por la influencia de los ambientes terrestres, marinos y atmosféricos, además la influencia humana le confiere una mayor complejidad (Newton et al., 2002). En términos generales el conocimiento sobre la zona costera evoluciona constantemente de modo que tanto los procesos naturales como los inducidos por la acción humana convierte la línea de costa en una zona dinámica tanto en el espacio como en el tiempo.

Los resultados preliminares de este trabajo ya fueron presentados mediante una comunicación en la IX Reunión Nacional de Geomorfología de 2006 (Balaguer et al., 2006). La intención es la de presentar la clasificación de acuerdo con la SALC como una tarea en continua revisión tomando como ejemplo las Islas Baleares (Fig. 1), su estrecha relación con el concepto de Gestión Integrada de Zonas Costeras y Marinas (GIZCM) y las aplicaciones y productos desarrollados desde el inicio de las tareas de caracterización de la línea de costa Balear como contribución para alcanzar la sostenibilidad de la zona costera.



FIGURA 1. Localización del archipiélago balear, localización de sus principales núcleos de población y demarcación de los tramos costeros protegidos por alguna regulación legal (negrita).

## **CRITERIOS Y MÉTODO**

La clasificación de acuerdo con la SALC de las Islas Baleares se ha basado principalmente en los estándares y criterios de aplicación de la NOAA (2002). La clasificación de la línea de costa y la elaboración de cartografía se ha llevado a cabo mediante programas de Sistemas de Información Geográficos (SIGs). Los SIGs permiten un manejo ágil de la información e integración de diversas bases de datos durante las emergencias como para propósitos de gestión costera en general. En línea con los criterios adoptados de la NOAA la descripción de los tres tipos de información (gemorfológico, bio-ecológico y uso humano) se describen a continuación:

Descripción geomorfológica: se trata de una clasificación de la línea de costa y es la tarea más desarrollada dada la diversidad y longitud de las costas de las Islas Baleares. Las características físicas del sustrato determinan la persistencia de las sustancias contaminantes en la costa dependiendo de la capacidad de los materiales para retenerlas. La descripción geomorfológica se ha basado en 4 tipos de información: 1) altura de la línea de costa, 2) grado de exposición al oleaje, 3) tipo de sustrato (sustratos consolidados / materiales no consolidados y 4) sensibilidad biológica, se refiere a la capacidad de los diferentes ambientes costeros a acoger diferentes tipos de hábitat sensibles derivado de las características y dinámica de la zona costera. Las zonas más sensibles son las localizadas en las inmediaciones de albuferas, lagunas y marismas costeras.

El resultado de la combinación de estos tipos de información ha dado lugar a la clasificación de la línea de costa con un claro sesgo geomorfológico (Figs. 2 y 3). La clasificación de la línea de costa se ha apoyado en el trabajo Balaguer (2007) que recoge el estado de la cuestión en la materia en el ámbito de las Islas Baleares.



FIGURA 2. Descripción de la clasificación de la línea de costa de acuerdo con su sensibilidad ambiental adaptado para el caso de las Islas Baleares (izquierda y centro). Clasificación de la línea de costa de acuerdo con criterios geomorfológicos convencionales y su correspondencia con la SALC (derecha).



FIGURA 3. Esquemas de tipos de costa comunes que se encuentran en las Islas Baleares y su correspondencia (números) con la clasificación de la línea de costa de acuerdo con criterios geomorfológicos convencionales y con su sensibilidad ambiental descritos en la figura 2.

**Caracterización Bio-Ecológica**: la clasificación de la línea de costa de acuerdo con sus características biológicas/ecológicas se ha determinado de acuerdo con el número de figuras de protección medioambiental (marinas y terrestres) que convergen en la línea de

costa de acuerdo con el criterio extraído de Castanedo et al. (2009). En este caso se han considerado hasta 9 figuras a nivel internacional, europeo, nacional y autonómico. Se asume que la protección medioambiental se debe a sus elementos físicos, biológicos y ecológicos confieren a estas zonas cierta vulnerabilidad y singularidad. De modo que las áreas costeras con un mayor número de figuras de protección se considerarán como aquellas con un mayor grado de vulnerabilidad.

**Recursos de Uso Humano**: Esta tarea se ha basado en la identificación y localización de los puntos/áreas de interés en caso de un vertido de hidrocarburos o evento de contaminación marina. Los elementos considerados y localizados en la cartografía temática elaborada adhoc son 27 y han sido aquellos que puedan ser de ayuda y apoyo en caso de emergencia (infraestructuras portuarias, equipamientos de interés, etc.), actividades náuticas y pesqueras y áreas en las que se localiza patrimonio histórico.

# RESULTADOS

Se han diferenciado hasta un total de 8 tipos diferentes de costa que a su vez se subdividen en 15 subtipos (Fig. 2). Se han delimitado más de 5.000 tramos costeros a lo largo de los 1.723 km de costa de las Islas Baleares. Los resultados obtenidos señalan que el 90% de la costa balear es rocosa de las cuales el 11% son estructuras artificiales y el 10% son costas formadas por materiales no consolidados o playas. El tipo de costa predominante son los acantilados expuestos al oleaje (53 %) con tendencia a la "autolimpieza" en caso de vertido. Las costas con mayor grado de sensibilidad (inmediaciones de albuferas y marismas) representan aproximadamente el 1% del total (Fig.2). En cuanto a la caracterización bioecológica cabe destacar que el 83% del total de la línea de costa de las islas baleares poseen algún grado de protección medioambiental tanto en su parte terrestre como en la marina o bien en ambas (Fig. 1). Los litorales con mayores grados de protección son los de es Freus (Ibiza-Formentera), Archipiélago de Cabrera, costa de la Serra de Tramuntana (Mallorca), N de Menorca y el litoral de Formentera.

Respecto a los recursos de uso humano, se han diferenciado hasta 27 tipos de "recursos" los cueles se dividen en infraestructuras, equipamientos, zonas de deportes náuticos, zonas comerciales y de ocio y patrimonio histórico-artístico. Las áreas con mayor disponibilidad y presencia de estos recursos son las localizadas y cercanas a núcleos urbanos costeros, litorales con elevada presencia de puertos deportivos/comerciales.

Desde 2006 la clasificación de la SALC se ha ido modificando y mejorando. Se han desarrollado aplicaciones y productos dirigidos a la ayuda a la toma de decisiones:

1.-Atlas de Sensibilidad Ambiental de la Línea de Costa y Visor Cartográfico de la Línea de Costa (SACOSTA): El Atlas (Balaguer et al., 2015) se ha desarrollado con la intención de distribuir la clasificación de la SALC en formato papel o PDF, disponible en la página web del SOCIB (www.socib.es). El visor cartográfico es el resultado tanto de la existencia del Atlas como de la disponibilidad de toda la información en un entorno SIG. El visor se diseñó para ofrecer una herramienta de apoyo a la toma de decisiones para los servicios de emergencia de las Islas Baleares así como también es una herramienta de consulta donde se puede extraer información acerca de la naturaleza y tipos de costa. El visor ofrece la posibilidad de "emular" un vertido y ofrecer información de la línea de costa afectada de manera automática (mediante un informe en formato PDF).

**2.-Apoyo a la toma de decisiones en accidentes de buques mercantes**: La información se ha utilizado en dos siniestros ocurridos en buques mercantes. El primer caso se debió al hundimiento y vertido, en Julio de 2007, del ferry Don Pedro frente a las costas del puerto de Ibiza muy cercano al Parque Natural de ses Salines. El segundo caso se limitó a ofrecer informes de las costas del N-NW de Ibiza y SW-W de Mallorca durante el incendio del ferry Sorrento que se incendió entre Mallorca e Ibiza con alta probabilidad de hundimiento y consecuente vertido.

3.-Relación entre la Gestión Integrada de Zonas Costeras y Marinas (GIZCM) y la SALC: La contaminación de las zonas costeras puede proceder tanto de ambientes terrestres como marinos (Masó et al., Martínez-Ribés et al., 2007). La delimitación de unidades litorales y las áreas (marinas y terrestres) que tienen una influencia directa sobre ellas y viceversa (bahías, radas, puertos naturales, cuencas de drenaje, delimitación de espacios naturales, etc.) y relacionarlo con la SALC constituye una herramienta pro-activa puesto que se pueden identificar los tramos costeros en los que habrá una mayor tendencia a retener las sustancias contaminantes (hidrocarburos y/o residuos sólidos urbanos -RSU-). En la mayor parte de los casos los contaminantes son RSU, que pueden provenir de la propia actividad en la costa o a través de las cuencas de drenaje (Fig. 4) dando lugar a la posibilidad de que éstos se acumulen en los tramos costeros con mayor porosidad.

**<u>4.- Guía de Hábitats Costeros Característicos de</u> <u>las Illes Balears</u>: es un documento, disponible en www.socib.es, dirigido a la ayuda a la toma de decisiones, elaborado en línea con la guía de la NOAA (2010) en la que se describen las características de los diferentes tipos de consta de acuerdo con su sensibilidad, comportamiento de diferentes tipos de hidrocarburos y pautas de respuesta y restauración de las áreas afectadas por un vertido.** 



FIGURA 5: Ejemplos de acumulación de residuos de origen terrestre en la línea de costa en dos desembocaduras de cursos torrenciales de la Bahía de Palma.

# DISCUSIÓN CONCLUYENTE

La determinación de la SALC de las Islas Baleares debe ser una tarea dinámica y en continua revisión. La incorporación de nuevos estudios y herramientas es importante de cara a mejorar las herramientas de apoyo la toma de decisiones.

La SALC proporciona información útil para aspectos relativos al concepto de GIZCM y puede constituir un indicador adicional relacionado con las presiones de las masas de agua de la Directiva Marco del Agua (2000/60/EC) de la UE.

La utilidad de crear la información relativa a la SALC en un SIG reside en la efectividad de compartir información con los actores, gestores y agencias medioambientales en caso de vertido o evento de contaminación marina.

La localización de las Islas Baleares en el centro del Mediterráneo Occidental implica que éstas estén en riesgo continuo de cualquier vertido o evento de contaminación marina que tenga lugar fuera de los límites de las aguas territoriales. Dicha condición geográfica justifica que los trabajos relativos a la SALC y la creación de herramientas y productos que ayuden a una mayor accesibilidad e intercambio de información estén en continua revisión.

#### REFERENCIAS

Balaguer, P., Vizoso, G., Ferrer, M.I., Ruíz, M., Orfila, P., Basterretxea, G., Jordi, T., Fornós, J.J., Satorres, J., Roig-Munar, F.X., Tintoré, J. (2006): Zonificación del litoral Balear frente a un posible derrame o vertido de hidrocarburos. Establecimiento de un Índice de Sensibilidad Ambiental (ISA) de la línea de costa. In: Pérez-Alberti, A. & López-Bedoya, J. (Ed.) Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Santiago de Compostela, 311 - 322.

- Balaguer, P. (2007): Inventari quantitatiu de les costes rocoses de Mallorca. In: Pons, G. X .& Vicens, D. (Eds.) Homenatge a D. Joan Cuerda Barceló. Monografía Societat d'Història Natural de les Balears nº 14: 201 - 230. ISBN: 978-84-96376-13-3.
- Balaguer, P., Vallespir, J., Vizoso, G., Ruiz, M., Cañellas, B., Fornós, J.J., Tintoré, J. (2015): Atles de Sensibilitat Ambiental del Litoral de les Illes Balears. Ed. Sistema d'Observació i Predicció Costaner de les Illes Balears (SOCIB). ISBN: 978-84-608-4596-6. 150 pp
- Castanedo, S., Juanes, J.A., Medina, R., Puente, A., Fernández, F., Olabarrieta, M., Pombo, C. (2009): Oil spill vulnerability assessment integrating physical, biological and socio-economical aspects: Application to the Cantabrian coast (Bay of Biscay, Spain). Journal of Environmental Management 91 (1), 149-159.
- Martínez-Ribes, L., Basterretxea, G., Palmer, M., Tintoré, J. (2007): Origin and abundance of beach debris in the Balearic Islands. Scientia Marina, 71 (2), 305-314.
- Michel, J., M.O. Hayes, P.J. Brown. (1978): Application of an oil spill vulnerability index to the shoreline of lower Cook Inlet, Alaska. Environmental Geology (2)2:107-117.
- Masó, M., Garcés, E., Pagès, F., Camps, J. (2003): Drifting plastic debris as a potential vector for dispersing harmful algal Bloom (HAB) species. Scientia Marina, 67 (1), 107-111.
- Newton, A., Carruthers, T.J.B., Icely, J. (2012): The coastal syndromes and hotspots on the coast. Estuarine, Coastal and Shelf Science 96, 39-47.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (2002): Environmental Sensivity Index Guidelines. NOAA Technical Memorandum NOS OR&R 11. Hazardous Materials response Division. Office of Response and Restoration. National Ocean and Atmospheric Administration & Department of Comerce United States of América. 89 p.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (2010): Characteristics Coastal Habitats. Choosing Spill Response Alternatives (revised edition). Office of Response and Restoration. U.S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. 85 pp.

# Evolución costera y diversidad geomórfica en archipiélagos de punto caliente. El caso de las islas Canarias.

# Coastal evolution and geomorphological diversity in hot-spot insular chains. The case of the Canary Islands.

## N. Ferrer-Valero<sup>1</sup>, L. Hernández-Calvento<sup>1</sup> y A.I. Hernández-Cordero<sup>1</sup>

1 Grupo de Geografía Física y Medio Ambiente, Instituto de Oceanografía y Cambio Global, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ULPGC, Parque Científico-Tecnológico de Taliarte, Calle Miramar, 121, 35214 Telde, Las Palmas, España.

Resumen: Las islas Canarias conforman un archipiélago volcánico que responde a un modelo clásico de punto caliente intraplaca. El modelo sugiere el movimiento de la placa africana sobre una pluma mantélica estacionaria que genera una cadena de islas progresivamente más antiguas y menos activas en sentido O-E. En Canarias, a diferencia de lo que sucede en la mayoría de los archipiélagos que responden a este modelo, ciertas particularidades geodinámicas favorecen largos períodos de pervivencia (emersión) y actividad volcánica, superiores a 20 Ma. Estos factores convierten a estas islas en un laboratorio adecuado para estudiar la evolución de las tipologías costeras a escala espacio-temporal geológica y su relación con la diversidad geomórfica, cuestión que constituye el objetivo de este trabajo. Para su desarrollo se han considerado, a modo de muestra, tres islas en diferentes fases volcánicas: La Palma (1,8 Ma, 198 km de costa), Gran Canaria (14,5 Ma, 256 km de costa) y Fuerteventura (22 Ma, 385 km de costa). Mediante el análisis en SIG de ortofotos digitales, datos altimétricos LiDAR y trabajo de campo, se ha establecido un registro cartográfico completo de tres elementos primarios de la geomorfología costera: 1) acantilados, 2) plataformas rocosas y 3) playas. El cálculo de probabilidades asociadas a la presencia de estas geoformas primarias, y de sus combinaciones, ha permitido examinar con detalle la estructura de las costas y aplicar los índices de Shannon (H') y Simpsom (Si) al análisis de la diversidad geomórfica. Los resultados revelan nítidamente la existencia de tipos de costas dominantes, en relación al estado evolutivo de cada isla, en el marco de una tendencia general al incremento de la diversidad a lo largo del tiempo geológico.

Palabras clave: islas oceánicas, evolución costera, geodiversidad.

**Abstract:** The Canary Islands form a volcanic archipelago corresponding to a classic model of intraplate hot spot chain. The model suggests the displacement of the African plate on a stationary mantle plume that generates a succession of progressively older and less active islands in the O-E direction. In the Canary Islands, unlike most archipelagos of this model, certain geodynamic peculiarities enable long periods of survival (emersion) and volcanic activity, exceeding 20 Ma. These factors make these islands a suitable context for studying the evolution of the coasts and its relationship with geodiversity at a geological spatiotemporal scale, an issue that constitutes the objective of this work. For its development, three islands in different volcanic phases have been studied: La Palma (1.8 Ma, 198 km of coast), Gran Canaria (14.5 Ma, 256 km of coast) and Fuerteventura (22 Ma, 385 km of coast). According to photointerpretative procedures in GIS and field work, a complete cartography of three primary elements of coastal geomorphology has been established: 1) cliffs, 2) shore platforms and 3) beaches. The calculation of probabilities of these primary landforms and their combinations along the shore has allowed us to examine in detail the coastal structure and the geomorphological diversity, applying the Shannon (H') and Simpsom (Si) indices. The results show the existence of dominant coastal geomorphic diversity.

*Key words:* oceanic islands, coastal evolution, geodiversiy.

## INTRODUCCIÓN Y AREA DE ESTUDIO

Las islas oceánicas de punto caliente intraplaca representan una proporción mínima del planeta, por lo que forman contextos geotectónicos muy singulares.

El modelo prototípico de punto caliente fue definido en el archipiélago de Hawái (Moore, 1987). Este modelo explica el origen y la configuración de ciertas cadenas de islas oceánicas a través del movimiento de una placa litosférica sobre una pluma mantélica estacionaria, cuya actividad magmática va generando islas progresivamente más recientes en el sentido del movimiento de la placa. A este modelo pertenecen algunos archipiélagos del Pacífico, como Hawái, Galápagos o Marquesas; del Índico, como Maldivas o Reunión; y del Atlántico, como Cabo Verde o Canarias.

Estudios geocronológicos, sísmicos y geoquímicos, desarrollados en el archipiélago canario, sugieren la necesaria intervención de una anomalía mantélica en la formación de las islas. Sin embargo, la antigüedad, grosor y lento desplazamiento de la litosfera oceánica sobre la que se asienta el archipiélago, así como la a un borde continental pasivo cercanía y, probablemente, la existencia de una pluma mantélica de menor productividad, habrían producido ciertas anomalías respecto al modelo hawaiano (Carracedo et al., 1998; Carracedo, 1999). Estas anomalías se traducen en 1) desviaciones en la linealidad de la relación edad-distancia de las islas; 2) singularidades en la composición, distribución y tasas de extrusión de magmas durante las distintas fases volcánicas y 3) ausencia de subsidencia tectónica, con largos períodos de pervivencia de las islas, superiores a 20 Ma (Carracedo et al, 1998). Así, la sucesión de edades y los dilatados periodos de evolución subaérea, que caracterizan las islas del archipiélago canario, las convierten en un escenario apropiado evaluar el papel de la herencia geológica y el factor temporal en la diversidad de formas costeras.

Por todo ello este estudio pretende examinar la configuración geomorfológica de las costas de tres islas volcánicas, en diferente estadio de desarrollo, a través del análisis de tres geoformas primarias: 1) acantilados, 2) plataformas rocosas y 3) playas. Asimismo, se plantea un análisis de diversidad geomórfica mediante el cálculo de probabilidades asociadas a la presencia de cada tipo de geoforma. Por un criterio de adecuación entre edad y tamaño, las islas seleccionadas para este estudio son (Fig. 1):

- La Palma. Es una isla joven, con menos de 2 Ma., situada en el extremo occidental del archipiélago, a 400 km de la costa africana. Al estar situada sobre el teórico punto caliente, se encuentra en estado de crecimiento en escudo. Tiene una forma de triángulo invertido, un perímetro de 198 km, un área de 708 km<sup>2</sup> y 2.426 m de altitud en su punto más alto.
- Gran Canaria. Ocupa una posición central, tiene una edad intermedia, 14,5 Ma., y se encuentra en fase posterosiva. Las reconstrucciones más recientes indican que alcanzó una altitud superior a 3.000 m en su fase de mayor crecimiento (Karátson, 2016). Tras largos periodos de erosión, actualmente alcanza una altitud máxima de 1.956 m, en un área total de 1.560 km<sup>2</sup> y un perímetro subcircular de 261 km
- 3. *Fuerteventura*. Se sitúa a 100 km del margen continental africano. Con 20,6 Ma. de antigüedad, también se encuentra en fase posterosiva, siendo una de las islas de punto caliente más longevas del planeta. Tiene una forma alargada NE-SO, una extensión de 1.659 km<sup>2</sup> y un perímetro de 385 km Aunque se estima que los escudos volcánicos miocenos pudieron alcanzar los 3.000 m de altitud durante sus fases de máximo crecimiento (Stillman, 1999), el prolongado desgaste erosivo determina una altura máxima en la actualidad de 817 m en la península de Jandía,



FIGURA 1. Islas utilizadas para este estudio (en color oscuro).

#### METODOLOGÍA Y FUENTES

La presencia de acantilados, plataformas y playas, en La Palma, Gran Canaria y Fuerteventura, ha sido sistemáticamente identificada y cartografiada en detalle gracias a la integración de fuentes fotográficas y cartográficas en sistemas de información geográfica (SIG), así como al trabajo de campo. Las fuentes integradas en SIG cubren la totalidad de las islas. Son principalmente 10 series de ortofotos digitales modernas (2002//05/07/08/09/11/12/13/14/15), con resolución comprendida entre 10 y 50 cm/pixel (GRAFCAN, S.A.-Gobierno de Canarias); nubes de puntos LiDAR con resolución de 0.5 puntos/m<sup>2</sup> (Instituto Geográfico Nacional, IGN) y Mapas Topográficos 1:1.000 y 1:5.000 (GRAFCAN, S.A.-Gobierno de Canarias). El trabajo de campo ha sido desarrollado a lo largo de dos años y ha incluido numerosas campañas fotográficas en tierra y tres campañas por mar a bordo de embarcación ligera.

En la identificación de acantilados se han considerado conjuntamente acantilados tanto activos, como inactivos y fósiles. En la categoría de plataformas rocosas se han incluido distintos tipos de plataformas costeras intermareales, así como niveles erosivos supramareales. En la categoría de playas se ha considerado indistintamente depósitos de arenas, cantos, bolos y mixtos.

Debido a las profundas transformaciones de origen antrópico en las costas, particularmente severas en Gran Canaria (Ferrer-Valero et al, 2017), ha sido necesario recurrir a fuentes históricas para reconstruir las características geomorfológicas originales de algunos tramos, mediante series de fotografía aérea y ortofotos digitales de los años 60 del siglo XX, fotografías históricas de campo (FEDAC) y planos anteriores al siglo XX de las ciudades de Las Palmas de Gran Canaria y Santa Cruz de La Palma.

Como procedimiento cartográfico-analítico se ha empleado la *proyección sobre línea de costa*, que consiste en convertir las superficies de las geoformas identificadas, en tramos de línea de costa en el mapa, por medio de ejes perpendiculares de proyección. Una vez ejecutado el procedimiento, cada geoforma queda definida por su longitud de costa (km) y relación con el perímetro total de la isla (%). La línea de costa utilizada en las tres islas es la cota 0 del Mapa Topográfico 1:5.000 de Canarias.

Una vez obtenida la cartografía У su correspondiente base de datos espacial, se han aplicado dos enfoques de cálculo. El primero ha sido denominado no-combinatorio. Éste consiste en considerar cada geoforma por separado (acantilados, plataformas playas), operando y con las correspondientes abundancias totales y frecuencias relativas sobre una población total equivalente al sumatorio total de ellas. El segundo enfoque ha sido combinatorio y consiste denominado en la conjunto de combinaciones computación del específicas que resultan de la superposición en SIG de las tres líneas de costa replicadas (acantilados, plataformas y playas). En este enfoque, cada clase final constituye una combinación única de geoformas, cuya frecuencia relativa es calculada en relación al perímetro total de cada isla. Por lo tanto, tiene un carácter espacial, pues tiene en cuenta cómo las geoformas se combinan a lo largo de la costa.

La diversidad ha sido calculada mediante dos índices clásicos, Simpson (Si) y Shannon (H') (Magurran, 1988), adaptando sus parámetros a cada uno de los enfoques (combinatorio y no-combinatorio). El índice de Simpson (Si) mide el predominio de clases por medio de la probabilidad de que una clase se repita en un proceso aleatorio. Se relaciona negativamente con la diversidad, por lo que se expresa mediante su valor inverso:

$$1-\text{Si} = 1 - \sum_{i=1}^{S} p_i^2$$

Donde 1-Si es el valor inverso del índice de Simpson; y  $p_i$  la probabilidad de ocurrencia de la clase *i*. El índice de Shannon (H') mide la diversidad a través de la riqueza de clases y la uniformidad de la distribución de abundancias. Se expresa como:

$$H' = -\sum_{i=1}^{S} p_i \log p_i$$

Donde H' es el valor del índice de Shannon; y p<sub>i</sub> es la probabilidad de ocurrencia de la clase *i*.

# RESULTADOS

La presencia-ausencia de acantilados, plataformas y playas ha sido analizada con exhaustividad a lo largo de los 844 km de costa de las islas de La Palma (Lp), Gran Canaria (Gc) y Fuerteventura (Fv). De tales observaciones se han diferenciado un total de 4.315 tramos de costa en metodología no-combinatoria y 8.566 tramos de costa en metodología combinatoria.

Los resultados globales revelan contrastes entre islas en la distribución de los elementos analizados (Fig. 2). La distribución de abundancias revela progresiones ordenadas en las tres variables. Estas progresiones muestran una estructura en la que, tanto en acantilados como en playas y plataformas, Gran Canaria mantiene abundancias intermedias entre La Palma y Fuerteventura (Fig. 2).

La abundancia de acantilados sigue una progresión Fv-Gc-Lp. Es máxima en La Palma, que se encuentra circundada por escarpes costeros y similares en un 98% del perímetro; disminuye al 79% en las costas de Gran Canaria ( $\Delta$ -19% respecto a Lp) y hasta el 67% en las de Fuerteventura ( $\Delta$ -12% respecto a Gc) (Fig. 2).



FIGURA 2. Series de abundancias ordenadas (de mayor a menor), expresadas en frecuencias relativas de cada geoforma, respecto al perímetro de cada isla y calculadas mediante dos metodologías operatorias: combinada y no-combinada. Lp, La Palma; Gc, Gran Canaria; Fv, Fuerteventura; Ac, acantilados; Pt, plataformas, Pl, playas; m, pendiente de la recta ajustada por mínimo error cuadrático a cada serie de abundancias.

La abundancia de plataformas sigue la progresión inversa: Lp-Gc-Fv. Presenta su máxima en las costas de Fuerteventura, pues aparecen en el 79% del perímetro, siendo la geoforma litoral más frecuente; disminuye en Gran Canaria, donde ocupan el 63% de la línea de costa ( $\Delta$ -16% respecto a Fv); y aún más en La Palma, donde solo se encuentran en el 35% de la costa ( $\Delta$ -28% respecto a Gc) (Fig. 2).

Las playas también siguen una progresión del tipo Lp-Gc-Fv. La mayor abundancia se da en Fuerteventura, donde ocupan el 52% del perímetro insular. Disminuyen al 44% en Gran Canaria ( $\Delta$ -8% respecto a Fv) y hasta el 38% en La Palma ( $\Delta$ -6% respecto a Gc).

La Fig. 2 representa las secuencias de geoformas ordenadas de mayor a menor a abundancia. A través de ella pueden analizarse dos importantes parámetros de diversidad: riqueza de clases y equiabundancia. A este nivel de desagregación taxonómica las islas no presentan diferencias en la riqueza de geoformas, pero sí en la equiabundancia de las distribuciones. En el cálculo no-combinatorio se aprecia con total claridad la tendencia hacia el aumento de la equiabundancia en sentido Lp-Gc-Fv. Esta tendencia ha sido aproximada numéricamente a través de la pendiente de la recta ajustada por mínimo error cuadrático a cada serie de abundancias (Fig. 2). Los valores disminuyen progresivamente desde La Palma (m=31,5) a Gran Canaria (m=17,5;  $\Delta$ -44% respecto a Lp) y Fuerteventura (m=11,2;  $\Delta$ -64% respecto a Lp),

Geo-Temas ISSN 1576-5172

desvelando un aumento de la equiabundancia de clases y, por lo tanto, de la diversidad. A nivel combinatorio, la diferencia es evidente entre La Palma y el resto de islas, pero no es significativo entre Gran Canaria y Fuerteventura. Así, el valor de La Palma (m=6,94) es significativamente superior al de Gran Canaria (m=4,79;  $\Delta$ -30% respecto a Lp) o Fuerteventura (m=4,96;  $\Delta$ -28% respecto a Lp).

La diversidad geomórfica ha sido calculada mediante dos índices, Simpson (Si) y Shannon (H'), a partir de las probabilidades resultantes de las abundancias y frecuencias relativas de cada geoforma (figura 3). Los resultados son coherentes con los aspectos analizados anteriormente. El índice de Simpson pondera el grado de predominio de unas clases sobre otras, por lo cual experimenta un incremento progresivo de su valor en sentido Lp-Gc-Fv, tanto en cálculo no-combinatorio como en combinatorio. A su vez, el índice de Shannon pondera la uniformidad de la distribución de clases o equiabundancia, por lo que también experimenta un aumento de su valor en sentido Lp-Gc-Fv, tanto en cálculo no-combinatorio (Fig. 3).

Las curvas presentan, en ambos índices y metodologías, formas aproximadamente parabólicas, donde el incremento del valor de diversidad entre La Palma y Gran Canaria, se atenúa significativamente entre Gran Canaria y Fuerteventura (Fig. 3).



FIGURA 3. Aplicación de los índices de diversidad de Simpson y Shannon a la geomorfología costera de las islas de La Palma (Lp), Gran Canaria (Gc) y Fuerteventura (Fv), según metodologías de análisis combinatoria y no-combinatoria.

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Se ha podido observar un claro patrón de incremento de la diversidad geomórfica costera en tres islas de diferente edad de un archipiélago de punto caliente (La Palma: 1,8 Ma.; Gran Canaria; 14,5 Ma.; Fuerteventura: 20,6 Ma.). Este incremento se ha podido verificar principalmente en el parámetro de equiabundancia a través de la aplicación de los índices de Simpson y Shannon. En la base de estos cálculos subyace un análisis exhaustivo de presencia-ausencia de tres geoformas costeras primarias: acantilados, plataformas costeras y playas. La simplicidad taxonómica del análisis no permite observar diferencias en la riqueza de geoformas costeras, por lo que los resultados de diversidad geomórfica reflejan valores parciales que podrían incrementarse significativamente con la introducción de nuevos grupos de geoformas. Los datos obtenidos, interpretados bajo supuestos evolutivos a escala temporal geológica, podrían estar revelando un patrón evolutivo de los ambientes costeros en islas de punto caliente, que apuntaría hacia el aumento de la diversidad morfológica y la complejidad estructural con la edad de la isla.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de los proyectos de investigación CSO2013-43256-R y CSO2016-79673-R de Plan Estatal de I+D+i. N. Ferrer-Valero, estudiante del programa de doctorado en Oceanografía y Cambio Global (IOCAG-ULPGC), se ha beneficiado de una beca de investigación FPI otorgada por la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

#### REFERENCIAS

- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J.A., y Pérez Torrado, F.J. (1998): Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine*, 135(5), 591-604.
- Carracedo, J.C. (1999): Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1), 1-19.
- Ferrer-Valero, N., Hernández-Calvento, L., y Hernández-Cordero, A.I. (2017): Human impacts quantification on the coastal landforms of Gran Canaria Island (Canary Islands). *Geomorphology*, 286: 58-67.
- Magurran, A.E. (1988): *Ecological diversity and its measurement*. Champan and Hall, London.
- Moore, J.G. (1987): Subsidence of the Hawaiian Ridge.
  En Volcanism in Hawaii (eds W. Decker, T.L. Wright y P.H. Stauffer), pp. 85–107. U.S. Geological Survey Professional Paper 1350, vol. 1.
- Karátson, D., Yepes, J., Favalli, M., Rodríguez-Peces, M.J., y Fornaciai, A. (2016): Reconstructing eroded paleovolcanoes on Gran Canaria, Canary Islands, using advanced geomorphometry. Geomorphology, 253, 123-134.
- Stillman, C.J. (1999): Giant Miocene landslides and the evolution of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal* of Volcanology and Geothermal Research, 94(1), 89-104.

# MI-SAFE: Conociendo el papel de la vegetación costera en los riesgos de inundación.

# MI-SAFE: Knowing the role of coastal vegetation on flood risk issues.

# J. Benavente<sup>1</sup>, G. Peralta<sup>2</sup>, E.P. Morris<sup>2</sup>, Iris Möller<sup>3</sup>, Daphne van der Wal<sup>4</sup>, Adrian Stanica<sup>5</sup>, Mindert B. de Vries<sup>6</sup>

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, CASEM, Universidad de Cádiz. Av. República Saharaui s/n. 11510 Puerto Real (Cádiz). javier.benvante@uca.es 2 Dpto. Biología, CASEM, Universidad de Cádiz. Av. República Saharaui s/n. 11510 Puerto Real (Cádiz)

3 Cambridge Coastal Research Unit, Department of Geography, University of Cambridge, Downing Place, Cambridge CB2 3EN, UK

4 Spatial Ecology Department, Royal Netherlands Institute for Sea Research, P.O. Box 140, 4400 AC Yerseke, The Netherlands

5 Natl. Institute of Marine Geology and GeoEcology — GeoEcoMar, Str. Dimitrie Onciul 23-25, Sector 2, 024053 Bucharest, Romania

6 Deltares, P.O. Box 177, 2600 MH, Delft, The Netherlands

**Resumen:** Los sistemas estuarinos y humedales costeros proporcionan servicios ecosistémicos constituyendo en sí mismos áreas de defensa frente a inundaciones asociadas a eventos extremos de origen marino. Dadas las dimensiones de dichas zonas y su escasa pendiente, estos sistemas actúan como áreas en las que se produce la laminación de inundaciones, papel que se ve incrementado por la presencia de vegetación. Sin embargo, las actuaciones antrópicas como el relleno de bahías y la ocupación de estos terrenos con fines agrícolas e industriales, han provocado una disminución de la capacidad de atenuación de inundaciones inherente a estos sistemas, aumentando en muchos casos los daños o el impacto de los fenómenos meteorológicos extremos. Para mostrar el potencial de este tipo de servicios ecosistémicos de manera accesible e ilustrativa, el proyecto europeo FAST (*Foreshore Assessment using Space Technology*, FP7- 607131) ha desarrollado el paquete de servicios MI-SAFE, el cual incluye un visor on-line fácil de usar que ofrece servicios a nivel educativo, experto y avanzado. El visor MI-SAFE está diseñado para mostrar de forma rápida y eficiente la transformación del oleaje sobre el *foreshore* y el papel que tiene la vegetación en dichos procesos.

Palabras clave: Inundación costera, servicios ecosistémicos, humedales costeros, soluciones verdes.

Abstract: The estuarine systems and coastal wetlands provide ecosystem services and constitute areas of defence against floods associated with marine extreme events. Due to their dimensions and their gentle slope, these systems act as areas in which lamination of the flooding occurs; this buffer and protecting role is increased by the presence of vegetation. However, anthropogenic interventions such as land reclamation in marshes and coastal wetlands for agricultural and industrial purposes have led to a reduction in the flood mitigation capacity of these systems, thus increasing, in many cases, the damage and impact of extreme weather events. In order to show the potential of this type of ecosystem services in an accessible and illustrative way, the European FAST project (Foreshore Assessment using Space Technology, FP7- 607131) has developed the MI-SAFE services package, which includes a user-friendly online viewer, offering services at educational, expert and advanced level. The MI-SAFE viewer is designed to quickly and efficiently show the transformation of waves through the foreshore and the role of vegetation in these processes.

Key words: Coastal flooding, ecosystems services, coastal wetlands, green solutions.

# INTRODUCCIÓN

A nivel mundial las inundaciones costeras afectan a millones de personas y generan cuantiosas pérdidas económicas, normalmente asociadas a los temporales.

Las pérdidas económicas así como de vidas humanas se han incrementado, por un lado, debido al crecimiento acelerado de la población que reside en los municipios costeros (Barragán y De Andrés, 2015) y por otro lado, al incremento de la peligrosidad debido al cambio climático (Vousdoukas et al., 2017, Vitousek et al., 2017).

El impacto generado va asociado al tipo del uso del suelo que las caracteriza, lo que hace que para un mismo evento y dependiendo del uso (agrícola, portuario, urbano, etc.), pueda existir un elevado riesgo de catástrofe, o bien una ausencia del mismo. Así, los países menos desarrollados situados en zonas costeras bajas y con economías ligadas a los recursos marinos son principalmente los más afectados por estos fenómenos (Ej.: Bangladés). En España, por el contrario, a pesar de que el riesgo asociado es menor, los temporales ocupan el primer puesto dentro de las causas de víctimas mortales por catástrofes naturales (Benavente et al., 2009) y producen impactos socioeconómicos en el litoral de forma cada vez más frecuente.

En este sentido, el Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente ha realizado numerosas actuaciones para la protección de la costa y ha adoptado medidas urgentes para reparar los daños causados; sin embargo, a pesar de las medidas adoptadas, existe en la actualidad una mayor exposición y vulnerabilidad de nuestro litoral ante los temporales costeros. Esto hace que cada vez sea menos sostenible económicamente este tipo de gestión. Así en los planes de adaptación al cambio climático tanto de nuestro país como de otros países de nuestro entorno se está apostando por las denominadas *soluciones verdes*, las cuales pasan por el aprovechamiento de los denominados servicios ecosistémicos que brindan determinados hábitats, en este caso costeros.

Uno de estos hábitats está constituido por los humedales costeros, en nuestro caso las áreas de marismas. En el plan de adaptación al cambio climático propuesto por el MAGRAMA, se incluyen medidas que van desde la re-naturalización (re-inundación) de antiguas zonas de marismas a la protección activa de las ya existentes, basándose en el potencial de estas áreas para laminar la inundación y disminuir la energía del oleaje incidente.

# EL PROYECTO FAST (Foreshore Assessment using Space Technology)

La vegetación asociada a los humedales costeros son una defensa natural y adaptable tanto a problemas de inundación en la situación actual como en un marco de cambio climático. La conservación y restauración de los ecosistemas costeros naturales pueden desempeñar un papel importante en la reducción de los riesgos de inundación y se está convirtiendo en una posible solución efectiva y rentable, cada vez más aplicada en numerosos países.

Sin embargo, para incluir este enfoque en la gestión del riesgo de inundación, necesitamos saber más sobre cómo funciona. Por ejemplo, los ingenieros necesitan conocer los mecanismos por los cuales la vegetación reduce la energía del oleaje, desde la escala de las plantas individuales a la de un humedal completo, y cuál es la mejor manera de incluir esta información en el diseño de sistemas de defensa contra inundaciones. Hasta ahora las mediciones reales de estos benefícios han sido escasas, faltando herramientas fiables y validaciones que proporcionen a los gestores una adecuada información cuantitativa sobre parámetros claves en el riesgo de inundación (especialmente en áreas dónde los datos son escasos).

En este sentido el proyecto multidisciplinar FAST busca dar respuesta a estas preguntas. FAST es un proyecto que analiza cómo las características específicas de la vegetación afectan a la energía del oleaje y a su vez, a la erosión e inundación que este produce, con el fin de predecir la protección que estas áreas pueden brindar a la costa. Para ello desarrolla nuevas formas de obtener la información a partir de imágenes satélite.

Las zonas de estudio han sido seleccionadas de forma que se pudiera analizar las relaciones entre las propiedades biofísicas de los humedales costeros, la atenuación del oleaje y los indicadores de estabilidad de la costa. Para ello se eligieron diferentes tipos de costas con diversos rangos de marea, diversa exposición a la energía del oleaje y con diferentes tipos de vegetación a lo largo de la costa europea y en los diferentes países socios del proyecto.

Westerschelde (Países Bajos). Es una amplia zona estuarina con elevado *fetch*, con amplios desarrollos de zonas vegetadas en cuyo frente aparecen extensas llanuras fangosas que ocupan todo el intermareal. El rango de marea de esta zona es de 4,7 m. Las marismas presentan tanto zonas de acrecimiento como erosivas.

Tllingham y Donna Nook (Reino Unido). Amplias zonas de llanuras costeras con predominio de lodo y arena. Presentan rango mareal con 5.7 m y 7.5 m respectivamente. Las marismas de Tillingham se han ido erosionando a lo largo de los últimos 50 años, mientras que las de Donna Nook han estado creciendo en los últimos 20 años. Ambos sitios tienen un alto grado de exposición al oleaje.

Reserva de la Biosfera del Delta del Danubio (Rumania). Presenta barreras arenosas en la interfase entre el Danubio y el Mar Negro. El rango mareal es de carácter micro con menos de 0,1 m de rango. Es un área que ha presentado una erosión constante durante las últimas décadas bajo el impacto del oleaje de los temporales.

Bahía de Cádiz (España). Las zonas de estudio, en este caso se encuentra dentro de una bahía costera poco profunda. Presenta un rango mareal cercano a los 3 m y un oleaje de viento con escaso *fetch*. Las llanuras mareales son fundamentalmente fangosas en cuya parte submareal se encuentran colonizadas por praderas de fanerógamas. Las franjas de la bahía están muy urbanizadas.



FIGURA 1. Zonas de estudio dentro del Proyecto FAST a lo largo de diferentes tipos de costas europeas.

El enfoque FAST fusiona los recientes avances en la gestión integrada de zonas costeras (ICZM), la adaptación al cambio climático y la aplicación del concepto de servicios ecosistémicos en un paquete de servicios diseñado para la gestión de la costa, basado en la cobertura espaciotemporal sin precedentes del

ambicioso Programa Europeo de Observación de la Tierra: Copernicus (<u>www.copernicus.eu</u>).

Utilizando un enfoque de participación activa, los usuarios finales han cooperado a lo largo de todo el proyecto, indicando cuales son los procesos y variables que deben contemplar el paquete de servicios desarrollado para asegurar su sostenibilidad a largo plazo.

La metodología que se ha aplicado en el proyecto FAST ha consistido, a grandes rasgos, en las siguientes actividades:

- 1. Vincular los datos de las imágenes de satélite a las propiedades biofísicas de los sistemas de humedales costeros.
- Desarrollo de algoritmos genéricos para elaborar mapas de elevaciones intermareales y para la clasificación de las características de los diferentes humedales costeros a partir de imágenes de satélite. Algoritmos que han sido calibrados con los datos de campo.
- 3. Vinculación de las características biofísicas de los humedales costeros con la atenuación de oleaje y los patrones de erosión / deposición para diferentes niveles de agua y alturas de olas mediante mediciones de campo. Con ellos se ha calibrado el modelo.
- 4. Traducir los efectos de las llanuras intermareales, con y sin vegetación, sobre el oleaje y su impacto en los posibles diseños de gestión e infraestructuras contra inundaciones.
- 5. Desarrollo de servicios para la mejora de las estrategias de gestión del riesgo de inundación y erosión en los humedales costeros, incluyendo la generación de una aplicación on-line fácil de usar (el visor MI-SAFE) que automatiza los vínculos entre características biológicas y morfológicas de las llanuras intermareales.
- 6. Asegurar el compromiso y la participación del usuario final en el diseño y la implementación de productos, apoyándose en consultas interactivas y talleres regionales.

Todo este conocimiento ha permitido desarrollar un paquete de servicios denominado el paquete MI-SAFE. MI-SAFE es una contribución sostenible a largo plazo para la gestión europea del riesgo de inundación. Permite a organismos gubernamentales, empresas de consultoría, ONGs y ciudadanos, evaluar fácilmente el papel potencial de la vegetación costera en los riesgos de inundación y erosión, y ofrece (bajo demanda) la posibilidad de desarrollar nuevos servicios para necesidades específicas.

El paquete de servicios MI-SAFE (http://www.fastspaceproject.eu/index.php/services) ofrece servicios de datos espaciales y de modelado de oleaje en formato abierto que demuestran cómo la vegetación costera contribuye a disminuir el riesgo de inundación. Y estos servicios están disponibles a través su aplicación online: el visor MI-SAFE. Además de realizar de forma automática predicciones del papel potencial de las zonas intermareales en la reducción del riesgo de inundación, el visor MI-SAFE brinda acceso a datos globales en abierto, a las predicciones de modelos de inundación, así como a información local de alta resolución disponible para la serie de casos de estudio desarrollados en el proyecto FAST. Las capas de información geográfica pueden ser cargadas en el visor o descargadas gratuitamente.

Los servicios que ofrece MI-SAFE son únicos por que ofrecen:

• Combinación de cobertura costera mundial (incluso en áreas sin información local) y análisis local de alta resolución (para las zonas de estudio FAST);

• Acoplamiento automatizado de modelos alimentados con datos de Earth Observation, nivel del mar, oleaje y vegetación;

• Datos en formato abierto (Open Geospatial Consortium, OGC) y modelos de código abierto (XBeach) que hacen que sea un paquete adaptable a otros sistemas de trabajo;

• Apoyo de las comunidades Open Earth y de software libre;

• Versatilidad, con una oferta de servicios avanzados para usuarios que necesiten satisfacer necesidades más específicas.

# EL PAQUETE MI-SAFE

El paquete MI-SAFE está respaldado por un equipo internacional con experiencia en la defensa costera apoyada en servicios ecosistémicos. Los servicios que oferta están estructurados en tres componentes principales que permiten prestar servicios a tres niveles anidados (nivel educativo, experto y avanzado). Estos componentes son:

- El visor MI-SAFE: aplicación on-line fácil de usar que muestra y da acceso a todos los productos y servicios MI-SAFE, incluyendo el acceso al equipo de expertos FAST (acceso a los servicios de nivel avanzado).
- Servicio de datos en formato estándar (datos OGC): Capas de información espacial disponibles en abierto para los niveles educativo y experto. El nivel avanzado de este servicio ofrece un servicio (bajo demanda) de desarrollo de productos. Los datos disponibles pueden clasificarse en:
  - Elevación (batimetría y topografía)
  - Vegetación (presencia, índice de área foliar, tipos)
  - Estadísticas de oleaje y nivel de agua (altura de ola significativa, mareas)
- Modelado en código abierto (modelado OS): Este servicio es gratuito en los niveles educativo y experto. El nivel avanzado ofrece (bajo demanda) un

servicio de desarrollo para calibración / validación de nuevos sitios o modelado de nuevos procesos.

Las características principales de los tres niveles anidados de servicios que ofrece MI-SAFE incluyen (ver Figura 2):

- Nivel educativo: datos OGC y modelado de OS a escala global, acceso a las bases científicas de nuestros productos y servicios, videos metodológicos para producir productos similares con nuestros estándares científicos.
- Nivel experto: datos OCG y modelado OS calibrados y validados con información local detallada sobre vegetación, batimetría y oleaje (datos de nuestros casos de estudio).
- Nivel avanzado: Este nivel de servicios se ofrece bajo demanda, proporcionando acceso a un equipo de expertos de reputación internacional que ofrece servicios avanzados para la generación/calibración/validación de datos OGC y modelado OS. El nivel avanzado permite ofrecer soluciones personalizadas, bajo demanda, a retos específicos en temas de defensa costera apoyada en servicios ecosistémicos.



FIGURA 2. Summary of the MI-SAFE package. The MI-SAFE viewer is a key element to access the Educational (blue), Expert (brown) as well as the Advanced level services (green). The logos of the team of experts supporting MI-SAFE are included.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto Europeo FAST, bajo el 7º Programa Marco para la investigación, desarrollo tecnológico y demostración bajo el acuerdo nº. 607131.

#### REFERENCIAS

- Barragán, J.M. y De Andrés, M. (2015). Analysis and trends of the world's coastal cities and agglomerations. *Ocean & Coastal Management* 114: 11-20.
- Benavente, J.; Del Río, L. y Gracia, J. (2009). Riesgos Litorales. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17: 277-283.
- Roelvink, J.A., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R. and Lescinski, J., (2009). Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering*, 56: 133-152.
- Vitousek, S., P. L. Barnard, and P. Limber (2017), Can beaches survive climate change? J. Geophys. Res. Earth Surf., 122: 1060-1067.
- Vousdoukas, M.I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M. and Feyen, L., (2017). Extreme sea levels on the rise along Europe's coasts. Earth's Future, 5: 304-323.

# Alteraciones en la costa asturiana debido a los eventos catastróficos de oleaje de 2014

Asturian coast changes due to the catastrophic surge events of 2014

G. Flor-Blanco<sup>1</sup>, J. Alcántara-Carrió<sup>2</sup>, G. Flor<sup>1</sup> y C. Flores-Soriano<sup>3</sup>, E. García-Ordiales<sup>4</sup>, L. Pando<sup>5</sup>

1 Departamento de Geología. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. Universidad de Oviedo. Grupo de investigación GeoQUO (Geomorfologia y Cuaternario, Universidad de Oviedo). gfb@geol.uniovi.es, gflor@geol.uniovi.es

2 Departamento de Física, Química e Geológica, Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. Pça do Oceanográfico 191, CEP 05508-900, São Paulo, Brasil. javier.alcantara@usp.br

3 Hulleras del Norte (HUNOSA). Asturias.

4 Dpto. Explotación y Prospección de Minas, EIMEM Oviedo, Universidad de Oviedo 33004 Oviedo. Grupo de Investigación del subsuelo y medio ambiente (ISYMA). garciaefren@uniovi.es

5 Departamento de Geología. C/Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. Universidad de Oviedo. Grupo de investigación GEOCANTÁBRICA. lpando@geol.uniovi.es

**Resumen:** Durante el invierno de 2014 (febrero y marzo) se sucedieron dos episodios catastróficos a lo largo de todo el Atlántico y Mar Cantábrico, quedando muy afectadas las costas de Inglaterra, Francia y norte peninsular. Los fuertes vientos acompañados de oleajes de gran magnitud de hasta 11 m y que coincidieron con pleamares vivas, provocaron grandes daños en infraestructuras portuarias, carreteras y deslizamientos en acantilados. Otras unidades morfosedimentarias que se vieron muy afectadas fueron las playas, con abundante pérdida de sedimento y los campos dunares, que en algunos casos, retrocedieron hasta 35 m. En este trabajo se muestran gran parte de los daños que ha sufrido la costa asturiana, las condiciones anómalas que los causaron y las pautas evolutivas y de gestión.

Palabras clave: Costa, temporales de ola, daños, erosión, Asturias

Abstract: During the winter of 2014 (February and March), two catastrophic surge events occurred throughout the Atlantic and the Bay of Biscay, leaving England, France and the Northern Iberian with severe coastal damages. Strong winds jointly with large waves -up to 11 m- that coincided with spring high tides, caused great damage in infrastructures, harbours and cliff mass movements. Other morphosedimentary units, such as beaches, lost great amounts of sediment and many dunefields receded recording maximum retreats of 35 m. This work shows a review of the main damages suffered in the Asturian coast as well as it deeps in the anomalous conditions that caused them, the recovery and evolution trends and the management initiatives.

Key words: Coast, wave storms, damages, erosion, Asturias.

# INTRODUCCIÓN

Son varios los trabajos que han evidenciado los daños ocasionados por la fuerza destructora de los temporales extraordinarios acaecidos en el norte peninsular el 1 y 2 de febrero y el 2 y 3 de marzo de 2014 (Flor et al., 2014), estando directamente relacionados con lo ocurrido en el sur de Inglaterra (Masselink et al., 2016) o en Francia (Castelle et al., 2017).

La costa asturiana con dirección aproximada O-E, se encuentra totalmente expuesta a los oleajes incidentes dentro de los dos primeros cuadrantes, y en particular, a los del NO, que son los de mayor intensidad. Las zonas protegidas por cabos y aquellas playas que con una disposición NO-SE, fueron las que sufrieron menor impacto frente las acometidas del oleaje. Por el contrario, los daños en infraestructuras portuarias, paseos marítimos y carreteras, alcanzaron un coste de 150 millones de euros en toda la cornisa cantábrica (MAGRAMA, 2014), que sólo en Asturias se calcularon en 12,11 millones.



FIGURA 1. Puntos revisados para la determinación de daños dentro de la costa asturiana. Flor et al. (2014).

#### METODOLOGÍA

Para este trabajo, se visitaron todos los emplazamientos reflejados en la Figura 1, junto con un

cálculo pormenorizado de los retrocesos dunares y el análisis de las causas que resultaron en un evento tan energético. Todo ello quedo reflejado en un inventario de daños gestionado mediante un Sistema de Información Geográfica..

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Durante el invierno de 2013-2014, las costas cantábrica y gallega se vieron afectadas negativamente como consecuencia de las tormentas de las olas de alta energía y su recurrencia, lo que causó importantes daños a las infraestructuras y obras civiles (Flor et al., 2014). Dichos eventos provocaron la erosión de los sistemas playa-duna, afectando principalmente a la parte supramareal, algunas perdiendo todo el sedimento, y en los frentes dunares, generando una fuerte removilización de los sedimentos. En cuanto a la zona acantilada, se desencadenaron numerosos deslizamientos en gran parte del margen costero, llegando a contabilizarse más de 50 solo en Asturias.

Por último, las infraestructuras, puertos, paseos marítimos, carreteras y mobiliario urbano, entre otros, sufrieron grandes desperfectos, hasta el punto de que las autoridades han estimado un coste total de limpieza y reparación de los daños de más de 40 millones de euros en estas costas (Rasilla et al., 2014).

BOYA CABO DE PEÑAS (43.75°N, 6.17°W)			
01-02/02/2014 03-04/03/2014			
ALTURA MÁXIMA (m)			
11,3	11,7		

Día: 02/02/2014			
PLEAMARES		BAJAMARES	
Mañana	Tarde	Mañana	Tarde
(hora/m)	(hora/m)	(hora/m)	(hora/m)
04:58/4,79	17:22/4,40	11:07/0,18	23,34/0,33
RANGO: 4,61 m		RANGO	: 4,07 m
Día: 03/03/2014			

Dia: 05/05/2014			
PLEAMARES		BAJAMARES	
Mañana	Tarde	Mañana	Tarde
(hora/m)	(hora/m)	(hora/m)	(hora/m)
04:38/4,70	16:58/4,40	10:44/0,15	23,02/0,24
RANGO: 4,55 m		RANGO	: 4,16 m

TABLA I. Registros de oleaje de la Boya de Cabo Peñas y de mareas del puerto de El Musel (Autoridad Portuaria) los días 2 de febrero y 3 de marzo de 2014. (Servicios online de Puertos del estado. Ministerio de Fomento): https://www.puertogijon.es/index.asp?MP=5&MS=450&MN=2).

En total, se produjeron tres episodios de tormenta, el primero a mediados de diciembre de 2013 y principios de enero de 2014, sin causar daños mayores (Fig. 2). Posteriormente, desde finales de enero hasta principios de febrero (días 1 y 2) hubo una tormenta más importante, debido al efecto combinado de fuertes vientos del oeste y grandes olas. El último y el más dañino ocurrió en la noche del 3 y 4 de marzo, cuando se combinaron varios factores como el oleaje de tormentas atlánticas, el viento del mar causado por un pequeño frente lluvioso y ventoso y la marea equinocial (Rasilla y García-Codrón, 2014). Así, los vientos con fuertes ráfagas (velocidades superiores a 120 km / h) y altas olas con fuerte impacto en la costa se hicieron más dañinos por el aumento de la columna de agua durante una marea viva (Tabla II).



FIGURA 2. Hs máxima de ola para el periodo 2013/14. Los picos máximos corresponden a febrero y marzo de 2014.

Los daños que se ocasionaron en todo el litoral asturiano se describen de la siguiente manera (Tabla II):

Playas: abundante pérdida de sedimento en los arenales salvo en algunos con dunas adosadas en su zona trasera, ya que la pérdida de sedimento de éstas pasó a incorporarse a las playas. En aquéllas ensenadas con predominancia de materiales siliciclásticos con arenas gruesas, gravas y cantos, los materiales más finos se perdieron. En el caso de la mitad oriental asturiana, con mayor representación de acantilados y ensenadas carbonatadas, numerosas playas perdieron la mayor parte del material o todo, aflorando el sustrato arcilloso de alteración de las calizas (Fig. 3A).

Dunas: unidad morfológica más afectada, con retroceso importante en la mayor parte, e incluso llegando a desaparecer en localizaciones muy concretas. La recesión varió en entre apenas 1 m (zona oeste de Rodiles) y los 35 m en Otur (Fig. 3B) y en Vega. Además, los temporales generaron taludes verticales de hasta 8 metros, según el campo dunar, que en la actualidad han ido regularizándose. En otros casos el oleaje provocó la formación de mantos de desbordamiento de arena como en el caso de Navia y Frexulfe. Cabe decir que prácticamente el 100% de los campos dunares están en recesión irreversible desde la segunda década de este siglo.

Estuarios: quizás sea la unidad en que menos perceptibles fueron los daños, aunque la rotura de las barreras arenosas o de gravas/cantos en muchos de los estuarios cantábricos fue muy evidente. La situación tendió a normalizarse durante los siguientes meses. Se ha detectado un incremento en la colmatación de las bahías por detrás de la desembocadura, dando lugar a "lenguas de arena" que se superponen a estructuras previas (Fig. 3C). Acantilados: sufrieron desencadenamiento de deslizamientos de distinta magnitud, principalmente en el sector centro-occidental por la alternancia de materiales siliciclásticos y carbonatados, predominando claramente los primeros. En las costas calcáreas, hubo roturas de bloques y en zonas muy carstificadas, se detectaron incremento de tamaño o nuevos socavones, funcionamiento de bufones (Fig. 3D), colapso en dolinas cercanas al mar, etc.

Puertos: Experimentaron daños importantes por rotura de diques como en Viavélez y Cudillero (Fig. 3E), apertura de grietas en éstos (Puerto de Vega, Tapia de Casariego, Luarca y Lastres) y desplazamiento de los bloques de protección de los puertos (Tapia de Casariego, Puerto de Vega, Luarca, Candás y Llanes).

Carreteras y paseos marítimos: cualquier carretera adosada a un acantilado hubo de ser reparada por la desestabilización del primero. Todos los paseos marítimos sufrieron daños en el mobiliario urbano y agrietamientos, destacando los socavones en Salinas y los numerosos destrozos en el de Gijón (Fig. 3F).



FIGURA 3. Fotografías tomadas entre febrero y marzo de 2014 A) Playa de Buelna sin apenas sedimento, B) Perfil erosivo en las dunas de Otur, C) Intrusiones de arena en el estuario de Villaviciosa (flechas), D) Efectos del oleaje en los acantilados de Llanes, E) Rotura del dique del puerto de Cudillero, F) Desperfectos en el muro de la playa de San Lorenzo (Gijón).

UNIDADES MORFODINÁMICAS Y ANTRÓPICAS	EFECTOS	GRADO DE DAÑO	GESTIÓN REALIZADA
PLAYAS	Pérdida de sedimentación, en algunos casos completa	Severo	Sin realimentación. Recuperación natural
DUNAS	Retroceso marcado y taludes verticales	Crítico	Sin realimentación ni aplicación de medidas correctoras
ESTUARIOS	Rotura de barreras de cierre e introducción de sedimentos	Moderado	Sin actuaciones
ACANTILADOS	Deslizamientos generalizados	Severo	Solo reparaciones en zonas urbanas o portuarias. Anclajes y mallas de sostenimiento
PUERTOS	Rotura de diques y pantalanes	Severo	Reparación de diques. Colocación de bloques de protección de mayor tonelaje
CARRETERAS Y PASEOS MARÍTIMOS	Roturas puntuales en paseos, socavones y desperfectos en el mobiliario urbano y privado	Moderado/Severo	Reparación generalizada y relleno de socavones

TABLA II. Daños en las distintas unidades morfosedimentarias e infraestructuras y la gestión posterior realizada.

Asturias desarrolla una costa acantilada con playas encajadas de tipo disipativo o intermedio entre disipativo y reflexivo en condiciones de alta energía y rangos de marea mesomareales. En base a esta premisa y a los resultados que han generado los sucesivos temporales desde hace una década y, sobre todo los de 2014, se deduce que este tipo de eventos catastróficos van a reproducirse con una mayor recurrencia en base a otros estudios en Europa (Lorureiro et al., 2014; Masselink et al., 2016; Castelle et al., 2017). También ha de tenerse en cuenta el efecto previsto de la subida del nivel del mar con una media de 2,11 m (±0,14) entre 1943 y 2010 en el mareógrafo de Santander (García et al., 2012), y las alteraciones antrópicas que afectan a los campos dunares (Flor-Blanco et al., 2013; 2015; Flor et al., 2015).

Con este tipo de estudios, es posible evaluar el comportamiento de las playas, los campos dunares y estuarios, principalmente, puesto que son los más sensibles a cualquier cambio, estableciendo las pautas evolutivas y futuros modelos de gestión. Además, permiten hacer cálculos tanto cuantitativos como cualitativos de los distintos hábitats y de los daños estructurales y económicos en las infraestructuras ubicadas en la línea de costa. Todo ello serviría para un mejor planteamiento de los límites demaniales y las servidumbres que se recogen en la Ley de Costas.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado por iniciativa de los autores sin mediar financiación alguna, dada la escasez de recursos de que dotan ministerios y administración autonómica a este tipo de estudios; ello a pesar del beneficio social y económico que reportaría un mejor conocimiento del comportamiento de nuestras costas ante la ocurrencia de fenómenos naturales como los aquí descritos.

# REFERENCIAS

- Castelle, B., Bujan, S., Ferreira, S., & Dodet, G. (2017). Foredune morphological changes and beach recovery from the extreme 2013/2014 winter at a high-energy sandy coast. *Marine Geology*, 385, 41-55.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., Flores-Soriano, C. (2014). Cambios ambientales por los temporales de invierno de 2014 en la costa asturiana (NO de España). *Trabajos de Geología*, 34, 97-123.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., Rey, J. (2015). Dynamics and morpho-sedimentary interactions in the lower mesotidal estuary of Villaviciosa (NW Spain): A management dredging model. *Geologica Acta*, 13(2), 107-121.

- Flor-Blanco, G., Flor, G., Pando, L. (2013). Evolution of the Salinas-El Espartal and Xagó beach/dune systems in north-western Spain over recent decades: evidence for responses to natural processes and anthropogenic interventions. *Geo-Marine Letters*, 33(2-3), 143-157.
- Flor-Blanco, G., Pando, L., Flor, G., Morales, J. A. (2015a). Evolution of beach-dune fields systems following the construction of jetties in estuarine mouths (Cantabrian coast, NW Spain). *Environmental Earth Sciences*, 73, 1317-1330.
- Flores-Soriano, C. (2015). Evolución de los campos dunares de Asturias desde mediados del siglo XX hasta 2014. Tesis de Máster. Universidad de Oviedo.
- García, M<sup>a</sup> J., Tel, E., Molinero, J. (2012). Sea-level variations on the north and northwest coasts of Spain. *ICES J. Mar. Science*, 69 (5), 720-727.
- Loureiro, C., Ferreira, O., and Cooper, J. A. G. (2014). Non-uniformity of storm impacts on three highenergy embayed beaches. *Journal of Coastal Research*, 70(sp1), 326-331.
- Rasilla, D. F., Garmendia, C., y Rivas, V. Marine storms and coastal risk along the gulf of biscay area: winter 2014. En: *Multidimensão e Territórios de Risco. Universidade de Coimbra, Guimaraes.* 337-342.
- Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente [Magrama] (2014). http://www.mapama.gob.es/eu/prensa/noticias/elministerio-de-agricultura-alimentación-y-medioambiente-finaliza-el-plan-litoral-2014-para-reparardaños-por-temporales-con-una-inversión-tot/tcm9-355141-16
- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., and Conley, D. (2016). The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(3), 378-391.

# Probability estimation of changes in the wave propagation parameters as a consequence of sea level rise in the Andalusian Atlantic coast.

# Estimación de la probabilidad de cambios en la propagación del oleaje como consecuencia de la subida del nivel del mar en la costa Atlántica Andaluza.

# E. Guisado-Pintado<sup>1</sup> y P. Fraile-Jurado<sup>2</sup>

1 Departamento de Geografía Física y A.G.R. Universidad de Sevilla, Universidad de Sevilla 41004. <sup>1</sup>eguisado@us.es; <sup>2</sup>pfraile@us.es

Abstract: Sea Level Rise is of the most studied climate change's effects, which combined with an increment of the storminess and wave climate variation is expected to have severe impacts on the world's coastlines. The joint effect of the probability of sea level rise and wave hydrodynamic is outstanding methodology that allows the estimation for a given coastal sector of its morphodynamic behaviour for variety of sea level rise scenarios. In the present work, variations in wave parameters (significant wave height, wave energy dissipation and propagation) as a consequence of sea level rise are assessed for the coastal area between Chipiona and Rota municipalities in the province of Cádiz (SW Andalusia). The local probabilities spectrum is calculated through the integration of the observed sea level rise trends from the Cádiz tide gauge and by using the centrality and deviation parameters of the IPCC scenario RCP8.5. Furthermore, the mean and extreme wave climate has been analysed using the offshore wave buoy from Cádiz. The resulting variables, along with an integrated topo-bathymetry grid (in which the topographic zero is corrected with the mean sea level of Alicante) are used as input values for the nearshore wave simulations. Results highlight how variations in the configuration of the coastaline (such as orientation and platform steepness) along with the existence of coastal features (rocky platforms) influence the behaviour of wave energy propagation along the study area for the different probability cases analysed.

#### Key words: sea level rise, wave parameters, probability, SWAN, IPCC.

**Resumen:** La subida del nivel del mar es uno de los efectos más estudiados y conocidos del cambio climático, que combinado con un potencial incremento de la tormentosidad y variación del régimen de olas, se prevé tendrá severos impactos en las costas de todo el mundo. El análisis conjunto de la probabilidad de inundación por subida del nivel del mar y la hidrodinámica costera es una aproximación metodológica novedosa que permite estimar para cada tramo costero, en base a su localización y características topo-batimétricas, el comportamiento morfodinámico asociado a distintos escenarios de nivel del mar. En este trabajo, se calcula la probabilidad de cambios en los parámetros que definen el oleaje (altura significante y periodo de ola, disipación y propagación de energía del oleaje) como consecuencia de la subida del nivel del mar en el frente costero situado entre los municipios de Chipiona y Rota (Cádiz). El espectro local de probabilidades se deduce de la integración de las tendencias observadas de cambio del nivel del mar en el mareógrafo de Cádiz con los parámetros de centralidad y desviación del escenario RCP8.5 elaborado por el IPCC. Por su parte, mediante el análisis de la red exterior de medición del oleaje (Boya Cádiz) se determina el clima medio y extremal, parámetros utilizados en las simulaciones de propagación de oleaje conjuntamente con un modelo topobatimétrico que permite la integración y ajuste del cero topográfico con el nivel del mar de Alicante. Los resultados muestran como pequeños cambios en la configuración de la costa (pendiente, orientación) y la presencia de morfologías costeras son determinantes en la forma y cantidad de energía asociada al oleaje que recibe cada tramo litoral para los diferentes escenarios de subida del mar analizados.

Palabras clave: subida del nivel del mar, oleaje, probabilidad, SWAN, IPCC.

## INTRODUCTION

According to IPCC (Sotcker, 2013) the expected consequences of sea-level rise are i) an increase on the processes of coastal inundation, ii) coastal flooding and iii) salt water intrusion, and iv) the retreat of shorelines, due to submersion (does not necessarily mean a change in morphology) or coastal erosion including the range of different processes that cause morphological changes (coastal sediment redistribution due to waves and currents, abrasion and hydrogeological processes and their interactions with human intervention. Some previous studies (e.g. Stive, 2004) have explored the potential impact of future sea level rise on shoreline changes, they normally do not take into account changes in the wave climate. Others, by contrary, have addressed the impact of waves and related morphological changes without including changes in sea level, simply focusing on a hydrodynamic analysis (by extrapolating the basins hypsometry and adding projected rise to the existing mean sea level as Friedrichs et al. 1990). However, an acknowledged deficit in these approaches is that morphological adaptation during the period of SLR is not taken into account not even the effect of the changes on the hydrodynamic conditions (wave climate). Only recently, the combination of sea level rise with expected hydrodynamic behaviour and changes in coastal morphodynamics has been assessed (Enriquez et al., 2016). Although the use of SLR scenarios is a common procedure to determine the expected changes of certain hydrodynamics parameters, most of the previous approaches have only used a single probability value of p = 0.5 in order to determine future SLR changes. Nevertheless, SLR scenarios developed by IPCC involve a probability model with centrality and dispersion parameters, that allow matching probability values and future SLR.

Acknowledging that SLR may also cause future changes in wind-wave climates the understanding of wave morphodynamics seems critical. A preliminary study of the influence of SLR (calculated based on local probabilities) on the morphodynamic and hydrodynamic behaviour of a mesotidal coast is developed in the present work.

#### CASE STUDY

The coast of Andalusia, in southern Spain, is a complex system with two basins facing the Atlantic Ocean in the west and the Mediterranean Sea in the east. Particularly, the Atlantic coast is characterised by a gentle topography which favours estuaries and extensive sand beaches. The littoral fringe between Rota and Chipiona (comprising the beaches of La Ballena, Peginas, Candor and Costilla) is characterised by the presence of naturally sandy and urban beaches (Fig 1). The study area extends along a 7 km, south west facing coast, made up mainly of extensive sandy beaches backed by dune ridges interrupted by artificial intertidal rocky-shore platforms locally known as "Corrales" towards the south. Westerly winds, associated with Atlantic fronts and south-easterly winds reach the coast through the Strait of Gibraltar. Waves normally have a bi-directional approach, from the south-east or west, with mean significant wave height (Hs) of 1m and associated periods of 5-6 m and wind regime is induced by westerly winds (Guisado et al., 2014). Beach profiles have mild slopes adjusted to low frequency waves and the surf zone is flat and wide where breakers associated with swell waves are dominant. Beaches are mostly dissipative, sometimes switching to intermediate. The coast is mesotidal with a tidal range around 2.65 m and semidiurnal. A 4.0 mm / year local SLR in the tide gauge of Cádiz has been measured in the period 1961-2014 (Fraile and Fernández, 2016).

#### METHODOLOGY

Three different probabilistic scenarios of SLR were estimated by relating the parameters of the scenario RCP8.5 (IPCC, 2013) and the local observed SLR trend. The procedure consisted on estimating and deleting the global component of the local SLR, obtaining a local SLR factor, which was understood as unchangeable during the past and present centuries. In Cádiz, this value was estimated as 1.9 mm/year. Thus, local factors (e.g. local subsidence) might involve a SLR of 0.23 m by the end of the 21st century, since the period 1986-2005 in the study area. Then, SLR of RCP8.5 associated to p=0.05, p=0.5 and p=0.99 were calculated and added to the previous local value.



FIGURE 1. Study site and wave model propagation scheme (note crosshore profiles are represented in dash line).

#### NEARSHORE WAVE PROPAGATIONS

Four SLR probabilities were used on the nearshore wave simulations, corresponding to p: 0.99 (+0.63m), p: 0.5 (+0.8229), p: 0.05 (+1.01 m) and p: 0 as the current sea level. These 4 scenarios were run under modal wave regime which was previously defined by using 10-year long series from the offshore buoy network operated by Puertos del Estado (see Guisado et al., 2014). The input parametric conditions for the first run were Hs: 1.15 m, T: 6.0 s, and wave direction 245°. The SWAN wave model (Booij et al. 1999) was used to propagate wave spectra from the offshore buoy to shallow water conditions. Two regular bathymetric grids were used for the simulations, with 250m and 20m resolutions respectively, obtained from topobathymetric model (Ojeda et al., 2010) and Regional Ministry for the Environment (REDIAM) which integrates topographic and bathymetric data corrected and reduced to mean sea level (National Datum of Spain, Alicante) allowing numerical wave simulation from offshore to the beach face. The offshore wave conditions (Hs - significant wave height, Tm - mean wave period; Dir – mean wave direction) were used to force the nearshore propagation with SWAN wave

model and results (Hs, wave energy dissipation, among other) were obtained for selected cross-shore profiles representative of the coast and alongshore the shoreline e.g. between 1-2m depth contour line.

#### **RESULTS AND DISCUSSION**

The obtained results of the scenario RCP8.5 show the most probable threshold of RCP8.5 scenario in Cádiz (0.63 m - 1.01 m). Although these results are slightly higher than most of the global IPCC assumptions, they are ranging within the limits of different SLR studies. Modelling sea-level rise needs to account for the type of adaptation chosen and whether this involves 'hard' barriers, such as sea-walls, 'soft' protection including sand nourishment, accommodating sea-level rise by rising buildings, or even deliberately realignment from the sea (Fraile-Jurado et al., 2017). However, the current methodology lies within the assumption that there will be no shore protection as attempting to quantify the probability of shore protection, as it has been done by other studies (e.g. Titus and Hudgens, 2011), requires data that were not available for the study area.

Results obtained from the simulations show a diverse hydrodynamic behaviour both across the profiles studied (Fig.2) alongshore the coast (Fig. 3) that seems to be driven by a combination of factors such as the morphological conditions and beach orientation. Analysis of significant wave height values along crosshore profiles (Fig. 2 a) show that along the northern part (P1/2 La Ballena) the Hs decreases rapidly near the shoreline (within first 100m) and slightly more seaward across the central part (P4 Punta Candor) whereas for P5, south, the Hs pattern is totally different and the main decrease in Hs occurs around 1.1km seaward. For the three profiles, however, Hs values in the nearshore increase accordingly to the predicted SLR scenarios (namely the current sea level, an increase in SLR of 0.63, 0.83 and 1.01 m). To this regard, the results from simulation for profile 1 and 5 show that the Hs reaching the shoreline will almost double the value respecting to current sea level. In terms of wave energy dissipation, a parameter that is related to the amount of energy from the waves that reach the coast, as illustrated in fig 2. b, the results are again dissimilar along the coast. Profiles 1 and 5 depict a single peak where most of the energy is dissipated though this occurs at different locations within the surfzone, whereas in P2 to subsequent peaks of dissipation are found.

The results show how various types of coastal systems do not respond similarly to the same rates of sea-level change. The "efficiency" of the wave energy dissipation (following Guisado et al., 2014) differs across the profiles and therefore influences the amount of energy (Hs-driven) that reaches the coast. The North (Fig. 3) seems to be the most vulnerable coastal area,

also in line with calculated erosion rates, whereas along the southern part although the Hs is higher, the shape of the dissipation and the presence of Corrales seem to help (geomorphologically speaking) to cope with the amount of energy (though under SLR projections its capability is slightly smaller perhaps due to a decrease of wave friction on the rocky platform). Further, given that wave height is limited by available water depth, the results show how deeper water in nearshore environments (due to SLR projections) cause inshore wave heights to increase (Fig 2 and 3) in shallow areas, which can be expected that also will affect nearshore sediment transport processes and shoreline evolution.



FIGURE 2. Significant wave height (a) and wave energy dissipation (b) at selected crosshore profiles for simulated SLR scenarios.

In line with this, in the framework of the "E COASTAND II" project erosion rates for the entire coast of Andalusia were calculated for different time periods. Results show that the northern and central part of the study area have experimented significant erosion in the past 55 years(1956-2011) with average values of -0.23 m/period and -0.52m/period, and average beach loss of 12 and 27m, respectively. On the contrary, along the southern part (where the Corrales lay and beyond) the overall trend is accretion with average values of + 0.27 m/period and 14 m of average beach accretion. Since the exposure and response to the forcing factors is slightly different along the study area, the expected impacts from sea level rise combined with an increase of storminess make some sectors of the coast apparently more vulnerable than others.

The derived impacts of SLR in coastal areas has become a subject of increasing concern, however, given that SLR induces nonlinear changes in hydrodynamics (tidal variability, surges, wave propagation, etc.) and other coastal processes and making the determination of future impacts of SLR a



FIGURE 3. Changes in wave energy dissipation patterns due to topo-bathy variability alongshore for simulated scenarios.

difficult process. Particularly, one of the main limitations of the present study is that it does not include future wave climate projections neither shoreline retreat calculations due to sea-level rise.

#### CONCLUSIONS

The probabilistic approach introduced in this paper to assess the hazard of SLR combined with the simulation of wave hydrodynamics allows a more realistic and comprehensive approach to the analysis of future consequences of sea level rise in coastal areas. However, existing uncertainties derived by the choice of scenario, the accuracy of input data, efficacy of shore protection, future subsidence levels, coastal morphological changes (topobathymetry) and resilience of natural systems, among others remain high when analysing impacts of SLR in coastal areas. Therefore, future studies should implement a synergetic approach that integrates the dynamic interactions between physical (geomorphologic and hydrodynamic), social (presence of defences and level of artificialisation) and ecological environments to better predict the impacts of SLR on coastal systems.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

Thank goes to Puertos del Estado (M<sup>o</sup> de Fomento) for providing wave data series for the study area and to "E\_COASTAND\_II" project Ref CSO2014-51994-P.

# REFERENCES

- Booij, N., Ris, R.C. y Holthuijsen, L.H., 1999. A third generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. *Journal of Geophysical Research* 104 (C4), 7649-7666.
- Enríquez, A. R., Marcos, M., Álvarez-Ellacuría, A., Orfila, A. y Gomis, D.: Changes in beach shoreline due to sea level rise and waves under climate change scenarios: application to the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, doi:10.5194/nhess-2016-361, in review, 2016.

- Fraile-Jurado, P., Álvarez-Francoso, J.I., Guisado-Pintado, E. Sánchez-Carnero, N.,Ojeda-Zújar, J. y Leatherman, S., 2017. Mapping inundation probability due to increasing sea level rise along El Puerto de Santa María (SW Spain). *Natural Hazards* 87 (2), 581-598.
- Fraile Jurado, P. y Fernández Díaz, M. 2016. Escenarios de subida del nivel medio del mar en los mareógrafos de las costas peninsulares de España en el año 2100. Estudios Geográficos, 77, 57-79.
- Friedrichs, C. T., D. J. Aubrey y P. E. Speer., 1990. Impacts of relative sea level rise on evolution of shallow estuaries, in Residual Current and Longterm Transport, edited by R. T. Cheng, Springer-Verlag, New York.
- Guisado-Pintado, E., Malvárez, G., Navas, F. y Carrero, R., 2014. Storms based morphodynamics from wave energy dissipation for beach characterisation. *Journal of Coastal Research*, 70, 260-265.
- Ojeda Zújar, J., Álvarez Francoso, J.I., Fraile Jurado, P., Márquez Pérez, J., Sánchez Rodríguez, E., 2010. Gestión e integración de datos altimétricos y batimétricos en la costa andaluza. *Tecnologías de la información geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos*, 956-970.
- Stive, M.J.F., 2004. How important is global warming for coastal erosion? An editorial comment. *Climate Change*, 64 (1–2).
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J. y Midgley, B. M. (2013). *IPCC*, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.
- Titus J.G y Hudgens D.E, 2011. The likelihood of shore protection along the Atlantic coast of the United States: vol. 1: Mid-Atlantic. US Environmental Protection Agency, Washington.
# Inundaciones en la costa Atlántica y en la costa Mediterránea, dos entornos diferentes, un problema en común. Estudio comparativo

# Floods on the Atlantic coast and on the Mediterranean coast, two different environments, a problem in common. Comparative study

#### A. L. Vázquez-Rodríguez<sup>1</sup>

1 Dpto. Xeografía. Facultade de Xeografía e Historia, Universidade de Santiago de Compostela 15782 Santiago de Compostela (A Coruña). alexandreluis.vazquez@rai.usc.es/alexandreluis.vazquez@gmail.com

**Resumen:** Las inundaciones son un riesgo natural en el que se pueden producir grandes pérdidas económicas y humanas en un breve intervalo de tiempo. Una gran parte de los asentamientos a nivel mundial se ubican próximos a fuentes de agua, ya que este es un recurso básico para la supervivencia humana. Así ríos, lagos o mares y océanos, presentan en su entorno asentamientos desde hace siglos. No obstante, la creación y expansión de estos núcleos de población próximos a estas fuentes también trajo consigo nuevas problemáticas para los habitantes. Las dinámicas naturales relacionadas con estas fuentes (como, por ejemplo, las precipitaciones), hace que estos presenten variaciones en su caudal (en el caso de los ríos) o en su nivel (en el caso de lagos y mares u océanos), variaciones que pueden, y de hecho lo hacen, afectar a estas poblaciones cercanas en forma de inundaciones.

El océano Atlántico y el mar Mediterráneo bañan una gran cantidad de territorios poblados, y tanto la recepción de una gran cantidad de precipitaciones, como el oleaje o la dinámica de las mareas, pueden ocasionar inundaciones en la costa. En el Atlántico estos fenómenos se presentan anualmente y reiteradamente a lo largo del año. Así ciudades como Coruña (Galicia) u Oporto (Portugal) sufren estos eventos todos los años. En el Mediterráneo, la frecuencia, y alguna de las causas de estos sucesos, son similares, presentando ciudades como Palma o Valencia el mismo problema que las ciudades del Atlántico.

En el presente estudio se analizan las causas, la frecuencia y los efectos de las inundaciones en las localidades costeras de ambos medios, así como se comparan los resultados de los análisis para intentar proponer una serie de mejoras en la gestión de estos sucesos en ambos lugares.

Palabras clave: Costa, inundaciones, Mar Mediterráneo, Océano Atlántico.

**Abstract:** Floods are a natural hazard in which large economic and human losses can occur in a short time. A large part of the world's settlements, are located near water sources, since this was a basic resource for human survival. Thus rivers, lakes or seas and oceans, present in their surroundings settlements for centuries. However, the creation and expansion of these population centers close to these sources also brought new problems for the inhabitants. The natural dynamics associated with these sources (such as precipitation) make them vary in their flow (in the case of rivers) or in their level (in the case of lakes and seas or oceans), variations which can, and in fact do, affect these nearby populations in the form of floods.

The Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea bathe a large number of populated territories, and both the reception of a large amount of precipitation, as the swell or the tidal dynamics, can cause flooding on the coast. In the Atlantic these phenomena occur annually and repeatedly throughout the year. Thus cities like Coruña (Galicia) or Porto (Portugal) suffer these events every year. In the Mediterranean, the frequency, and some of the causes of these events, are similar, presenting cities like Palma or Valencia the same problem as the cities of the Atlantic.

The present study analyses the causes, frequency and effects of floods in the coastal localities of both media, as well as comparing the results of the analyses to try to propose a series of improvements in the management of these events in both places

Key words: Coast, floods, Mediterranean sea, Atlantic ocean.

## INTRODUCCIÓN

La mayoría de los asentamientos humanos se han establecido en torno a fuentes de agua, elemento indispensable para su supervivencia. Este recurso ha permitido a la población aumentar y expandirse hasta la situación actual. Con esta expansión humana, asentamientos y procesos naturales se solapan, llegando a experimentar los núcleos de población los efectos de la dinámica de los procesos naturales, a la vez que estos se ven alterados por las actividades antrópicas. Cuando los eventos naturales afectan a la población humana, estos pasan a denominarse riesgos naturales. Las dinámicas de las fuentes de agua (ríos, lagos, océanos, etc.) pueden afectar negativamente a las personas en forma de inundaciones (Keller y Blodgett, 2007). Esta problemática se da de forma generalizada en todo el planeta, siendo más intensos en aquellos lugares en los que los procesos naturales son más dinámicas o extremos y/o presentan un mayor número de asentamientos en entornos próximos a cuerpos de agua.

Existen varios tipos de inundaciones: fluviales, costeras, provenientes del deshielo glaciar, urbanas, antrópicas, etc., siendo las más comunes las dos primeras (FEMA, 2016)

#### Área de estudio

España presenta inundaciones anualmente en varios puntos de su territorio. Galicia, Cataluña, Andalucía o las islas Baleares son regiones que sufren estos eventos. A pesar de las diferencias climáticas a lo largo del territorio estatal, todas las áreas pueden experimentar estos fenómenos si se combinan los factores necesarios.

El noroeste de la península Ibérica, y en especial Galicia, es un área en el que las inundaciones se dan anualmente en varios puntos de su geografía. Ciudades como Vigo o Coruña, así como poblaciones menores como As Pontes o Betanzos, tienen zonas que se inundan en algún momento del año. Esto es debido a la ubicación geografía, y al clima oceánico, de esta comunidad, totalmente expuesta a los temporales del océano Atlántico, recibe una gran cantidad de precipitaciones que hace que las crecidas de los ríos sobrepasen sus cauces y comiencen a inundarse las inmediaciones (Vázquez-Rodríguez, 2016). A esto se le debe sumar, el viento generado por estas mismas presiones atmosféricas, junto a la dinámica de mareas y del oleaje del océano, que hace que localidades costeras también sufran estos eventos. Y en una región como la gallega, con una rica red hidrográfica también existe la combinación de ambos factores, lo que da lugar a una inundación mayor de las áreas afectadas.

Otro punto de la geografía española, son los territorios que se sitúan en el Mediterráneo, como la Comunidad Valenciana o las Islas Baleares. Dentro de las islas, existen zonas que experimentan inundaciones anualmente, debido a su ubicación y su régimen climático. Así Palma de Mallorca (el Molinar) o Ciutadella (Menorca) sufren estos eventos anualmente.

El Mediterráneo cuenta con un régimen climático homónimo, en el que las precipitaciones son escasas y se concentran en pocos días a lo largo del año, es decir, el día que llueve, la cantidad de precipitación que cae es enorme, alcanzando el carácter de torrenciales (Martín Vide y Olcina, 2001). La España mediterránea puede experimentar situaciones provenientes del Atlántico, así como situaciones propias, la gota fría, por ejemplo, que traen consigo precipitaciones y vientos que desembocan en inundaciones, problemática que también se da en los territorios atlánticos. En el presente estudio, se van a comparar ambos casos, mediante dos ejemplos. Por un lado, Betanzos, localidad ubicada en el norte de Galicia; y por el otro, Ciutadella, localizada en el oeste de Menorca (Fig.1).



FIGURA 1. Área de estudio. A la izquierda Betanzos remarcada en Galicia y a la derecha Ciutadella remarcada en Menorca. Fte: Elaboración propia. MDT modificado de GMTED2010 del United States Geological Survey

# **OBJETIVO, METODOLOGÍA Y MATERIALES**

El objetivo del presente trabajo es realizar un estudio comparado de dos ejemplos de inundaciones costeras, uno en el océano Atlántico y otra en el mar Mediterráneo, para difundir como se trata una problemática común en diferentes ámbitos climáticos.

La metodología de este estudio se divide en 4 partes:

Una primera parte de compilación de información, en la que se ha consultado bibliografía relacionada o diarios de noticias para obtener información sobre el estado actual de las inundaciones en ambas localidades. También se han obtenido materiales necesarios para la elaboración de modelos de simulación de las inundaciones costeras, como las fotografías aéreas o los datos LiDAR disponibles en el Instituto Geográfico Nacional o los datos relacionados con los niveles de marea y oleaje (de Puertos del Estado).

Una segunda fase de trabajo de campo y de entrevistas, donde se analiza la situación de estos eventos en las villas del estudio y se recogen testimonios de testigos y personas afectadas por estos fenómenos.

Un tercer apartado dónde se compila la información recogida en las dos anteriores, así como se elaboran, mediante el empleo de los sistemas de información geográfica ArcGIS 10.1 y SAGA, modelos digitales del terreno LiDAR de 1m. de resolución, y los modelos de las zonas inundables de ambos lugares de estudios.

En la última parte, se corrobora que la información anterior es correcta, se corrige lo necesario y se redacta el trabajo.

# **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los resultados se traducen en una delimitación de las inundaciones costeras de Betanzos y de Ciutadella (Fig. 2). Como se ve en la figura, la villa atlántica se ve más afectada que la mediterránea, llegando a afectar a varias viviendas, e incluso al polígono industrial del lugar, mientras que en la localidad mediterránea los efectos se dan en las embarcaciones amarradas y ligeramente en una parte del paseo marítimo.

Esto puede ser debido a diversos factores, como la altura máxima alcanzada por el nivel del mar. Tomando de referencia los datos de 2015 (últimos disponibles) junto a varias noticias, la altura de la marea meteorológica en Betanzos ha llegado a los 2.7 m sobre el nivel medio del mar., mientras que la mayor recogida en Ciutadella llegó a los 1.40 m. (Diario Última Hora, 22/04/2015). Diferentes alturas generan diferentes impactos.

Otro factor que posiblemente influya es la ubicación de ambas localidades: Betanzos se ubica en un interfluvio, al que la ría permite que llegué el agua del océano, con lo que cuenta con fuentes de agua extra, que pueden contribuir a posibles inundaciones., mientras que Ciutadella tiene dos entrantes en su entorno, sin caudal propio, con lo que el único aporte de agua (al margen de las precipitaciones) es el mar. La distribución interna de los asentamientos también favorece, o evita, que la población se vea afectada por las inundaciones. La villa mediterránea tiene varios puertos y un paseo marítimo en las inmediaciones del mar, mientras que la villa atlántica tiene viviendas, y una parte de su industria, en las inmediaciones de la entrada del océano, lo que significa que presenta una mayor exposición a estos fenómenos naturales.

Un factor común que ambos asentamientos presentan, es que la mayor parte del año no tienen problemas, pero en el momento que un temporal azota la costa, la sobreelevación que estos producen, por el viento y las precipitaciones que conllevan, hace que la crecida del nivel del mar, originada por la presión atmosférica, cause problemas en ambas villas.

## CONCLUSIONES

A pesar de los diferentes climas, ambas localidades se ven afectadas por las crecidas del nivel del mar. El viento y las precipitaciones que traen las diferentes situaciones atmosféricas, hacen que estas villas experimenten estas *lagarteiras* (Betanzos) y *rissagas* (Ciutadella) varias veces al año, dejando tras de sí pérdidas económicas. Una mayor inversión en medidas preventivas, así como concienciar y educar a la población en la superación de estos eventos serían medidas efectivas para reducir los daños ocasionados, así como una ordenación territorial con sentido común.

Las diferentes agencias estatales y autonómicas han desarrollado planes al respecto, pero su implementación aún no ha sido completada, si esto se consiguiese, esto contribuiría a una mayor mitigación de estos fenómenos naturales.



FIGURA 2. Estimación del alcance de las inundaciones costeras en Betanzos (izquierda) y en Ciutadella (derecha), en base a la altura máxima alcanzada por la marea en 2015. Fte: Elaboración propia. Ortofoto cedida por PNOA del Instituto Geográfico Nacional

Si las instituciones responsables se coordinasen con la población de las localidades, la minimización de los efectos de las inundaciones sería menor si cabe, y si se combinan todas las aquí mencionadas, esta se intensificaría. Al fin y al cabo, la manera en la que afecta un fenómeno natural a una población depende de todos los habitantes e instituciones que allí estén.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos a la *Universitat de les Illes Balears* por la oportunidad de dar difusión a esta parte de mi investigación, así como a las personas que han sido entrevistadas durante la realización del presente trabajo y a Ramón Blanco Chao por su ayuda en la elaboración del estudio.

## REFERENCIAS

- FEMA. Federal Emergency Management Agency. USA. (2016) http://training.fema.gov/hiedu/docs/fmc/chapter%2 02%20%20types%20of%20floods%20and%20floo dplains.pdf [Consultado el 28 de abril 2016]
- Instituto Geográfico Nacional (España) (2016). *PNOA LIDAR*. Disponible en www.ign.es. Consultado el 30 de mayo de 2017
- Keller, Edward A., Blodgett, Robert H. (2007) Riesgos naturales. Procesos de la Tierra como riesgos, desastres y catástrofes. Madrid: Pearson Educación

- Martín Vide, J., Olcina, J. (2001) *Climas y tiempos de España*, Madrid, Alianza Editorial, 258 pp.
- La Opinión de A Coruña. 28/10/2015. *Inundaciones continuas en Betanzos*. Disponible en http://www.laopinioncoruna.es/multimedia/fotos/acoruna-/-metro/2015-10-28-7388-inundacionescontinuas-betanzos.html [consultado el 4 de junio 2017]
- Puertos del estado (España) (2015). Datos históricos de oleaje y nivel del mar del mareógrafo de A Coruña y de Alcudia [en línea]. Madrid: Ministerio de Fomento, 2015. Disponible en www.puertos.es [consultado en junio de 2017]
- Última Hora. 22/04/2015. Una "rissaga" inesperada eleva el nivel del agua en Clutadella 1.40 m. Disponible en https://ultimahora.es/noticias/local/2015/04/22/150 116/rissaga-inesperada-eleva-nivel-del-aguaciutadella-metros.html [consultado en junio de
- 2017] Vázquez-Rodríguez, A.L. (2016). *SIG y realidad: Inundaciones en As Pontes de García Rodríguez (A Coruña)*. SÉMATA, revista de Humanidades y Ciencias sociales [En línea]. Vol. 27, pp. 69 – 94. Disponible en: http://www.usc.es/revistas/index.php/semata/article /view/2448 [consultado en mayo de 2017]
- Vázquez-Rodríguez, A-L- (2017) Inundaciones en el noroeste de la Península Ibérica: El caso de Pontedeume (A Coruña). Revista Cátedra, revista eumesa de estudios. Vol. 24. 2017 (en proceso de publicación).

# Hotspot identification for extreme events in a barrier island system. The case of Ria Formosa (South Portugal).

# Identificación de hotspots asociados a eventos extremos en islas barrera. El caso de Ria Formosa (Sur de Portugal)

# T.A. Plomaritis, S. Costas and Ó. Ferreira

CIMA, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-135 Faro, Portugal. tplomaritis@ualg.pt, scotero@ualg.pt, oferreir@ualg.pt

**Abstract:** A tool to estimate potential impacts, at regional level, associated with storm events (CRAF1) is applied to Ria Formosa barrier system. Both overwash- and erosion-related hotspots were identified using as indicators the overwash depth and the dune foot retreat, respectively. Because such processes are related to more than one physical parameter, the response approach was used in identifying the return periods. The method uses as input parameters wave data from the Faro buoy, together with land use and census. Results highlighted the urban area of the Praia de Faro as a primary hotspot for both processes in agreement with observations.

#### Key words: hazard, vulnerability, overwash, erosion

**Resumen:** Una herramienta para estimar impactos potenciales, a nivel regional, asociados con tormentas (CRAF1) ha sido aplicada para el caso de Ria Formosa. Se identificaron los hotspots relacionados con el desbordamiento y la erosión usando como indicadores la profundidad de la capa de agua en la cresta de la duna y el retroceso del pie de duna, respectivamente. Debido a que dichos procesos están relacionados con más de un parámetro físico, se utilizó la metodología de respuesta para identificar los períodos de retorno. El método utiliza como parámetros de entrada los datos de onda de la boya de Faro, junto con el uso del suelo y el censo. Los resultados destacaron el área urbana de la Praia de Faro como 'hotspot' principal para ambos procesos de acuerdo con las observaciones.

Palabras clave: peligrosidad, vulnerabilidad, desbordamiento, erosión

## INTRODUCTION

Recent (Xynthia 2010; Hercules 2014) and historical (1941 and 1953) storms have shown that coastal communities are under a constant threat by low-frequency high-impact events that may cause significant loss or damage of property and life. Within the framework of the EU project RISCKIT, specific tools were developed in order to quantify the impact and subsequently optimise resources and reduce costs derived from risk management. Apart from estimating impacts associated with a particular event in detail, a regional screening procedure can be beneficial in order to identify potential high risk areas (hotspots) by combining both hazard and vulnerability information. The Coastal Risk Assessment Framework Phase 1 (CRAF1) is a screening tool based on a coastal-index approach that assesses storm induced hazard intensity and the associated exposure for every kilometre along a coastal region (Ferreira et al., 2016).

CRAF1 was tested at the Ria Formosa coastal lagoon, situated at the southernmost end of the Portuguese coast. It consists of a lagoon protected from the direct action of the open sea by five barrier islands and two peninsulas spatially distributed to produce a cuspate shoreline that extends over 55 km The main processes causing impacts on sandy barrier island coastlines and coastal communities are overwash and storm erosion. To correctly and efficiently study the above processes at a regional scale, a proper parametrisation must be undertaken. For the present case, CRAF1 was applied to identify both overwashand erosion-related hotspots, using as indicators the overwash depth at the dune crest and the dune foot retreat, respectively.

The method integrates both hazard and exposure to compute a Coastal Index that acts as a proxy to the coastal risk. The results of this tool can help local and regional managers identify and compare hotspots.

## METHODS

#### Profile selection and oceanographic data

The Ria Formosa coast was subdivided into different sections of approximately 1 km A total number of 59 sections were obtained and for each of the sections a worst case scenario (WCS) profile was selected using a topobathymetic Lidar DTM (2011) with 2 m horizontal resolution. This WCS represents the average profile of the weakest part of each section (~50 m extension). The parameter used to determine the WCS was the dune height. From the WCS profiles, the berm height and width, dune height, beach slope, foreshore slope and total barrier width were obtained.

Wave forcing was obtained from a 20 year long time series (1993 - 2013) from the Faro buoy (93 water depth). In order to obtain independent events of storm conditions a peak over threshold analysis (POT) was used with a threshold value of 2.5 m for the wave height and a meteorological independence criteria of 72 hours. Based on the above values a total of 164 events were identified and the characteristic values of wave heights (Hs), wave peak period (Tp), wave direction (Dir) and storm duration (dur) were obtained for each event. In addition, the associated storm surge (Sg) for each storm was calculated following the equation of Almeida et al. (2012) that relates significant wave height and storm surge.

Sg = 0.1029 \* Hs - 0.1544

Because the selected processes are related to more than one physical parameter (e.g. Hs, Tp, storm duration), the response approach was used (Garrity et al., 2012) to determine the return periods of the indicator.

The associated extension of the hazard indicator for a given return period was calculated and then intersected with exposure parameters in order to estimate the vulnerability. Finally the hazard and vulnerability data were combined to obtain the final Coastal Index (CI); a relative measure of the coastal risk between the coastal sectors.

#### **Overwash indicator**

To determine the overwash hazard, the overwash depth at the top of the dune  $(h_c)$  and velocity  $(u_c)$  were estimated assuming a similarity relationship (Donnelly, 2008) and applying the proposed modifications by Plomaritis et al. (2015):

$$h_{\varepsilon} = \frac{\tan\beta_{w}}{\sin\beta} (R - D); \quad u_{\varepsilon} = C_{w} \sqrt{g h_{\varepsilon}}$$

where  $\beta$  is the beach slope, R is the runup height and D is the dune or berm height.  $C_u$  is the bore front coefficient that can take the following values: 1.53 (Donnelly (2008), measurements on sandy beaches) and tan $\beta_w$  the runup lens angle that is used as a calibrating parameter and had a value of 0.03. Overwash intensity values have been attributed to classes following Table I.

At the present approach the extent of the overwash in the backbarrier zone is only dependent on the loss of volume due to infiltration and is given by the following equation:

$$h(x) = h_c \exp(-a\frac{x}{u_c})$$

where 'a' is the infiltration value (0.12). Because of the exponential decay character of the equation, a threshold value for minimum overwash depth had to be adopted in order to calculate the overwash extension. In the present example a value of 0.05 m was selected.

The overwash hazard value was obtained after estimating the total water elevation, taking into account tide, surge and runup value, and then fitting an extreme value distribution (General Pareto Distribution). The value was then introduced to the overwash indicator equations to obtain the overwash depth for the given return period. Finally, Table I was used to find the final hazard index.

#### Storm erosion indicator

The magnitude of storm-induced erosion was calculated using the convolution method of Kriebel and

Dean (1993). This approach is a simple analytical solution of the time dependent beach profile response to a storm event. In this approach, the erosion is forced by wave breaking and water level variation due to storm surge. The basis for the convolution method is the observation that beach response to steady-state forcing conditions is approximately exponential in time. The final shoreline retreat, R(t) is then given by the following equation:

# $R(t) = R_{ss}(1 - e^{-t/T_2})$

where  $R_{\scriptscriptstyle \! \infty}$  is the maximum retreat that occurs after the system reaches equilibrium; and T<sub>s</sub> is the characteristic time scale of the exponential response. The method used as input data the beach morphology (berm height and width, dune height and shoreface slope) and wave parameters (wave height at breaking, breaking zone width, storm duration). Grain size and surge level information are also required for the model application. The duration of the storm and surge play an important role in the beach response and control if the beach will reach to a steady-state or not. Dune retreat values have been attributed to classes following Table I. For the hazard extension, a buffer zone of 20 m was attributed from the dune crest to the backshore. The maximum erosion for all storm events was calculated from the analytical solution of the erosion equation and then introduced in the extreme value distribution. The second column of Table 1 was used to obtain the erosion index.

Class	Overwash (m)	Erosion (m)
5	>0.45	> 20
4	0.45-0.35	14-19.9
3	0.35-0.25	11-13.9
2	0.25-0.15	7-10.9
1	0.15 - 0.05	0 - 6.9
0	< 0.05	< 0

TABLE I. Hazards intensity classification for Overwash and Erosion.

#### **Exposure indicators**

The land uses (LU) affected by the hazards impacting the case study area are integrated in a shapefile created and provided by the Natural Park of Ria Formosa to characterize the vegetation units and communities. From these data, we have attributed importance values (Table II).

Land Use	Class		
Tidal flats (seagrass	1		
meadows)			
Marsh	2		
Embrionary dunes	2		
Low marsh (Spartina)	3		
Yellow and grey dunes	3		
Aquaculture	4		
Urban Areas	5		

TABLE II. Land use categories considered within the Ria Formosa.

In terms of population (POP) a social vulnerability index (SVI) was developed based on the specific characteristics of Ria Formosa. This index included parameters like financial deprivation, age and education, and the classes were separated after calculating the maximum and minimum values. Other factors such as infrastructures, business, etc. were not considered due to their relatively low relevance in the study area.

# **Coastal Index**

For each coastal sector and each hazard the coastal index (CI) was calculated for a return period of 50 years using the following equation.

$$CI = [i_{hazards} * (i_{exp-LU} * i_{exp-POP})^{1/2}]^{1/2}$$

The exposure values were calculated by intersecting the hazard extent values with the exposure indicators to obtain the final CIs.

#### **RESULTS AND DISCUSSION**

#### **Coastal Index for Overwash**

The obtained overwash hazard indexes for each sector are presented in Fig. 1 (top panel). Sectors attributed to the higher hazard class are present in all the islands and are associated to low dune heights and mainly coincide with urbanised areas or with inlet opening/migration areas.

Land use exposure with highest values corresponds to the urban areas, located at the sea front, with the exception of Faro where hazard extend did not reach the urban areas. Alternatively, relatively high values are obtained at the eastern flank of the barrier islands due to the presence of yellow and grey dunes (Figure 1, second panel). Population exposure was evaluated using the SVI. The computed results reflect successfully the social situation within the Ria Formosa. Vulnerable fishermen community areas within Praia de Faro were distinguished from those less vulnerable areas oriented to tourism and second residences.

The CI results for overwash are shown in Fig. 1 (bottom panel). Hotspots were identified at various locations. The highest rank hotspot is located at the central area of Praia de Faro and has the maximum value (5) for the 50 years return period (Hotspot1). A second hotspot has been identified at the neighbouring sector of Hotspot1 but with lower CI value due to the higher dune crests. Also, the Culatra Island, westernmost sector (Faro village), obtains a CI value of 4. Finally, CI values of 3 are presented scattered in the system, namely in the eastern flank and most specific in Tavira Island. These values are explained by the combined effect of dune crest depressions that result in elevated hazard values, and high land use exposure indicators related to the presence of dune ecosystems

that can be damaged by overwash processes (hydrodynamic or sediment dynamic).

In terms of validation Hotspot1 is a section where overwash has been continuously documented since 1990. The hazard values at the eastern flank of Ria Formosa (and especially at Tavira Island) appear to be overestimated when compared with in situ observations of washover fans. This overestimation is probably due to the complex inner shelf and nearshore bathymetry, including the existence of crescentic bars and sand banks, which attenuate the wave energy.



FIGURE 1. Overwash hazard, land use exposure, population exposure and final Coastal Index (CI) for the 50 year return period overwash event.

#### **Coastal Index for Erosion**

Dune retreat values were translated to hazard index values using the classification of Table I. Higher

hazard values were observed at the island extremities and at the western barriers due to the low dune/berm height and small total subaerial beach volume. Land use exposure was evaluated using a constant, 20 m buffer zone, measured from the dune. The urban areas in Ancão Peninsula and the grey dune system of Tavira obtain a higher exposure. Although Barreta and Tavira have similar ecological values, the exposure land use obtains higher values in the second island. The reason for these differences is the presence of a wide berm area in Barreta that avoids most dune erosion. Population results are similar to the ones presented for the overwash (Fig. 1).

The final coastal index highlights only one main hotspot area with the value of 4 in the sector of Praia de Faro that coincides with the Hotspot1 sector in the case of overwash. It is also coincident with the occupied sector that has suffered more damages in the area during the 1990 storms, including the partial destruction of the street and buildings.



FIGURE 2. Dune erosion hazard, land use exposure and final Coastal Index (CI) for the 50 year return period dune erosion event. Population exposure is the same as in Figure 1.

#### CONCLUSIONS

The proposed methodology is a regional tool that can fast and efficiently scan a large coastal area of the order of hundreds of km in order to determine hotspot sectors for different coastal hazards. Among the advantages of the method is its modular character that ensures its adaptability to different environments. The CI can be updated when new data become available and a temporal evolution of the CI can be further studied.

The obtained results highlighted the urban area of Praia de Faro as a primary hotspot for both overwash and erosion hazards. These results are in agreement with observations and previous review of impacts in the area. The identified hotspot sectors can be monitored and studied in detail using, for instance, higher resolution process-based numerical models. They can also be subject of specific/priority coastal management measures/plans.

#### ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by the European Community's 7th Framework Programme through the grant to RISC-KIT ("Resilience-increasing Strategies for Coasts - Toolkit"), contract no. 603458, and by contributions by the partner institutes. T.A. Plomaritis was supported by the above project and by the SCORE project, funded by the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT e PTDC/AAG-TEC/1710/2014). Susana Costas is funded through the "FCT Investigator" program (ref. IF/01047/2014). This work was also supported by the Portuguese Science grant Foundation (FCT) through the UID/MAR/00350/2013 attributed to CIMA of the University of Algarve. Wave data from Faro buoy was provided by the Portuguese Hydrographic Institute.

#### REFERENCES

- Almeida, L.P., Vousdoukas, M.V., Ferreira, O., Rodrigues, B.A. and Matias, A., (2012): Thresholds for storm impacts on an exposed sandy coastal area in southern Portugal. Geomorphology, 143-144(0): 3-12.
- Donnelly, C., (2008): Coastal overwash: Processes and modelling. Phd Thesis, University of Lund, 53 pp.
- Ferreira, O. et al., 2016. Craf phase 1, a framework to identify coastal hotspots to storm impacts. E3S Web Conf., 7: 11008.
- Garrity, N.J., Battalio, R., Hawkes, P.J. and Roupe, D., (2012): Evaluation of event and response approaches to estimate the 100-year coastal flood for pacific coast sheltered waters, Coastal Engineering 2006. World Scientific Publishing Company, pp. 1651-1663.
- Kriebel, D. and Dean, R., (1993): Convolution method for time-dependent beach-profile response. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 119(2): 204-226.
- Plomaritis, T.A., Costas, S. and Ferreira, O. (2015): Overwash hazards assessment using simplified process based approach. GeoTemas, 15.

# Presencia de bloques de tsunami en los acantilados de Punta Gavina (Formentera, Illes Balears)

# Presence of tsunami boulders on the cliffs of Punta Gavina (Formentera, Balearic Islands)

# F. X. Roig-Munar<sup>1</sup>, J. A. Martín-Prieto<sup>1</sup>, J, A. Rodríguez-Perea<sup>2</sup>, B. Gelabert<sup>3</sup>. y J. M. Vilaplana<sup>4</sup>

Consultor ambiental. C/ Carritxaret 18.6, es Migjorn Gran, Menorca 07749. E-mail: xiscoroig@gmail.com
 Dpto. de Geografía, 3 Depto. de Biología, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. Carretera de Valldemossa, km 7,5
 Dpto. de Geodinámica y Geofísica, Grupo RISKNAT, Universitat de Barcelona. Martí i Franquès, s/n 08028 Barcelona

**Resumen:** En este trabajo se caracterizan 25 bloques ubicados sobre una plataforma calcárea del Mioceno de Formentera (Illes Balears), asociada a un acantilado de 5 m s.n.m. Los bloques analizados presentan un peso medio de 10,82 T, con un máximo de 28,2 T, y se encuentran ubicados a una distancia media de la cornisa del acantilado de 59 m. Los espesores de estos bloques se corresponden con las potencias de las áreas denudadas. La orientación de los ejes de los bloques presenta una media de 246°, coincidiendo con la simulación de las trayectorias de tsunamis generados en el norte de África. Se han calculado los valores hidrodinámicos necesarios para el arranque y desplazamiento de estos bloques bajo diferentes supuestos: bloques delimitados por juntas y bloques subaéreos, obteniendo un *run-up* promedio, en el primer caso, de 24,4 m para olas de tormentas y de 14,5 m para olas de tsunamis. El tamaño de los bloques, su distancia del acantilado, su orientación e imbricación y la imposibilidad de producirse olas de tal altura y dirección en Formentera, permite identificar dichos bloques como depósitos de tsunamis procedentes del N de Argelia.

Palabras clave: Illes Balears, Formentera, costa rocosa, tsunamis, bloques.

Abstract: In this work 25 blocks located on top of a Miocene limestone platform in NE of Formentera (Balearic Islands) are characterized. They are associated with a cliff 5 m high. The analyzed blocks have an average weight of 10.82 T with a maximum of 28.2 T, and are located at an average distance of 59 m from the edge of the cliff. The thicknesses of these blocks correspond to the thickness of the denuded areas. The average orientation of the axes of the blocks is 246°, coinciding with the paths of tsunamis generated in North Africa. The hydrodynamic values necessary for the displacement of these blocks under different assumptions have been calculated: joint bounded blocks and sub-aerial blocks, obtaining an average run-up value in the first case of 24.4 m for storm waves and 14.5 m for tsunamis. The size of these blocks, their distance to the cliff edge, the orientation of the blocks as transported by tsunamis from the N of Algeria, coinciding with defined paths in tsunami simulation models for the Balearic Islands.

Key words: Balearic Islands, Formentera, rocky coast, tsunamis, boulders.

# INTRODUCCIÓN

Existe la evidencia que las costas rocosas son sensibles a eventos de alta energía como tormentas o huracanesy tsunamis (Scheffers y Scheffers, 2006). Uno de los principales efectos de los tsunamis en las costas rocosas está representado por la presencia de bloques de grandes dimensiones desplazados tierra adentro (Pignatelli et al., 2009; Engel y May, 2012; Roig-Munar, 2016). Schefers y Kelletat (2003) han analizado bloques con probable origen tsunamigénico en todo el mundo, mientras Furlani et al. (2014) lo hicieron en el Mediterráneo, donde se reportan grandes bloques de origen similar. La distinción entre bloques de tsunami y tormenta se basa en un conjunto de criterios sedimentológicos, morfológicos, cronológicos, estratigráficos y de organización que cabe analizar detalladamente en cada área estudiada (Roig-Munar, 2016). Los depósitos de bloques imbricados a lo largo de la costa, ya sean alineados en un solo cordón o en varios superpuestos, son indicadores de transporte asociado a tsunami, según Browne (2011) y Scheffers y Kinis (2014). En las costas rocosas de las islas Baleares, Scheffers y Kelletat 2003) y Kelletat et al. (2005) analizaron bloques de tsunami en Mallorca. Posteriormente, Roig-Munar (2016) los amplió a todo el archipiélago, asociándolos a las diferentes fuentes tsunamigénico que afectan las islas Baleares (Roger y Hébert, 2008; Álvarez-Gómez et al., 2010, 2011). El estudio de bloques de tsunami en Formentera ha sido realizado por Nozal et al. (2015) en Punta Gavina y mediante análisis morfométrico en Punta Prima (Roig-Munar, 2016). En este trabajo se aportan los datos morfométricos y la interpretación de 25 bloques de Punta Gavina completando el trabajo de Nozal et al. (2015).

# ÁREA DE ESTUDIO

Fisiográficamente la isla de Formentera presenta dos sectores (Fig. 1). En el sector oriental se encuentra el promontorio de la Mola, que constituye una plataforma de calizas del Mioceno superior caracterizada por una costa de acantilados abruptos que llegan a 130 m de altura. En el sector occidental se levanta el otro gran promontorio, el Cap de Barbaria, sobre las mismas calizas y que presenta un relieve monoclinal basculado hacia el N. Al N de este promontorio se sitúa el área de estudio, Punta Gavina (Figura 1), sobre acantilados con una altura media de 5 m s.n.m. Estos acantilados presentan un perfil escalonado de mar a tierra, denotando las diferentes secuencias de denudación asociadas a la erosión diferencial y a procesos de flujos de gran energía. Este sector litoral se encuentra sometido a un clima marítimo caracterizado por una altura significante (Hs) donde el 83,8% es inferior a 1 m y el 0,41% supera los 4 m. La Hs tan solo supera los 6 m en un 0,2% de los casos. La componente principal es de dirección SW, con una frecuencia que alcanza el 25% (Figura 1). En cuanto al periodo de pico, el 73,7% es inferior a 6 s. La altura máxima de ola se estima en 8,5 m con una componente dominante del NE (Cañellas et al., 2007).



FIGURA 1. Área de estudio y mapa geomorfológico de Punta Gavina.

Según Álvarez-Gómez *et al.* (2010), sólo las fuentes sísmicas del N de Argelia son capaces de generar tsunamis que impacten en las Baleares. La dirección de propagación de cada una de estas fuentes sísmicas potenciales afecta a diversos sectores de las Islas. Tanto Eivissa como Formentera se ven directamente impactadas por buena parte de las trayectorias potenciales. En base a la sismicidad y a las características de dos terremotos conocidos (El-Asnam en 1980 y Boumerdès-Zemmouri en 2003) localizados en el N de Argelia, Álvarez-Gómez *et al.* (2010) establecen nueve posibles fuentes de tsunamis que corresponden a estructuras tectónicas conocidas y que amenazan las costas sudorientales de las islas Baleares y en particular a Formentera.

#### **OBJETIVOS Y METODOLOGÍA**

En Punta Gavina hay cordones y agrupaciones de bloques imbricados con y sin matriz arenosa. El origen de éstos se encuentra en el desmantelamiento de las capas superiores del acantilado y su transporte tierra adentro. Nozal et al. (2015) los interpretan como bloques de tsunami y/o bloques de tormentas.

En este trabajo, se caracterizan morfométricamente 25 bloques situados sobre las terrazas litorales de Punta Gavina, y las orientaciones de 9 bloques depositados en un manto eólico de la plataforma. El objeto es evaluar si estos bloques se encuentran asociados a grandes tormentas, a tsunamis o bien a fenómenos mixtos. Para ello se ha realizado el análisis morfométrico y una cartografía geomorfológica del área de estudio (Figura 1), identificando los bloques de mayor tamaño a lo largo de la plataforma (Figura 2). De cada bloque se han medido los valores de los tres ejes (A, B y C), su orientación, la cota s.n.m a la que se encuentran y la distancia desde la cornisa del acantilado. Los valores morfométricos de cada bloque han sido calibrados mediante el método de triangulación (Roig-Munar et al., 2015) para ajustarlos a la realidad de su volumen, reduciendo en un 38% el producto de sus tres ejes. Además se han tomado observaciones de carácter cualitativo para relacionarlas con los resultados.



FIGURA 2. Bloques imbricados en la zona de Punta Gavina.

A cada bloque se le han aplicado las ecuaciones de Engel y May (2012), que determinan la columna de agua mínima de tsunami (Ht) o de tormenta (Hs), que se requiere para desalojar un bloque limitado por juntas:

$$\begin{split} Ht &= (Pb\text{-}Pw)\cdot V\cdot (\cos\theta + \mu\cdot\sin\theta) \,/\, 2\cdot Pw.Cl\cdot a\cdot b \\ Hs &= (Pb\text{-}Pw)\cdot V\cdot (\cos\theta + \mu\cdot\sin\theta) \,/\, 0.5\cdot Pw.Cl\cdot a\cdot b \\ o \text{ para desplazar un bloque subaéreo, es decir,} \\ previamente arrancado: \end{split}$$

 $Ht = 0.5 \cdot \mu \cdot V \cdot Pb / Cd \cdot (a \cdot c) \cdot Pw$ 

 $Hs = 2 \cdot \mu \cdot V \cdot Pb \ / \ Cd \cdot (a \cdot c) \ \cdot Pw$ 

donde Pb y Pw son las densidades del bloque y del agua de mar, V el volumen del bloque,  $\theta$  la pendiente de la plataforma,  $\mu$  el coeficiente de fricción, Cl el coeficiente de sustentación, Cd el coeficiente de arrastre y a, b y c el eje mayor, intermedio y menor de cada bloque, respectivamente (Engel y May, 2012).

A los resultados de las ecuaciones se les añaden los valores de la altura s.n.m. donde se encuentra cada bloque para calcular el run-up (Zhao et al., 2017), obteniendo así una estimación de la altura de la columna de agua necesaria para el arranque y/o el desplazamiento de los bloques hasta su posición actual (Roig-Munar et al., 2015) bajo los dos supuestos analizados.

## **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los bloques se encuentran situados a una altura media de 11,26 m s.n.m. y a una distancia media de 59 m de la cornisa del acantilado. A lo largo del mismo, se aprecian morfologías escalonadas, producto del arranque de bloques y denudación de las terrazas sin que se observen impactos derivados del oleaje. A cada bloque se le ha calculado el Transport Figure (TF), establecido por Scheffers y Kelletal (2003), resultado de multiplicar: a) la altura a que se encuentra el bloque (m), b) su distancia a la línea de costa (m) y c) la masa del bloque (T). Estos autores definen en Mallorca un TF máximo de 230 para bloques transportados por oleaje y un TF superior a 250 como resultado del transporte por tsunamis (Kelletat et al., 2005). En Baleares, Roig-Munar et al. (2015) establecen, como margen de seguridad, un TF>1000 para bloques de tsunami con la reducción del volumen en un 38%. El TF medio de los bloques de Punta Gavina es de 7.097, siendo el tamaño medio de sus ejes (A, B y C) de 2,8 x 2,2 x 2 m y su peso medio de 10,8 T. Todos los bloques superan el valor de TF>1000.

La Fig. 3 representa la distribución de los bloques en función de su distancia a la costa y de su peso. Se observa una concentración de bloques entre 54 y 63 m de distancia en relación a la cornisa del acantilado, con valores medios de peso de 10,1 T.



FIGURA 3. Distribución de los bloques en función de la distancia a la costa y de su peso.

En la Fig. 4 se muestra la distribución de bloques en función de su peso y su altura sobre el nivel del mar, donde las máximas concentraciones se sitúan en torno a los 10,5 m y 12 y 13 m de altura, con pesos en torno a las 10 T en el primer caso y a las 7,5 en el segundo caso. Los resultados (Figs. 3 y 4) descartan que el emplazamiento de los bloques sea debido a la energía de olas de tormenta sobre el acantilado, más aún cuando se encuentran bloques de grandes dimensiones a alturas más elevadas que las correspondientes a las olas de temporal y a distancias superiores a la influencia de éstas.



FIGURA 4. Distribución de los bloques en función de su altura sobre el nivel del mar y su peso.

Si se tienen en cuenta los datos del oleaje significativo, su dirección, junto con la distribución espacial de los bloques, cabe descartar la posibilidad de que el oleaje sea el agente de transporte de dichos bloques. Las características y disposición de los bloques analizados en este acantilado indican que son producto de tsunamis.

La aplicación de las fórmulas de Engel y May (2012) permite obtener la altura mínima del flujo de agua necesario para desplazar cada bloque por medio de oleaje (Hs) y de tsunami (Ht). Como se ha mencionado anteriormente, a ello ha de añadirse la altura s.n.m. del bloque para obtener el *run-up*, es decir la altura de la columna de agua que lo lleve a su posición actual (Fig. 5). En el caso de bloques arrancados (Joint Bounded Blocks-JBB) los resultados muestran que para el desplazamiento de los bloques se requieren alturas de *run-up* de 14,54 m para tsunamis (Ht) y 24,39 m para tormentas (Hs). En el caso de bloques subaéreos, la columna de agua necesaria del *run-up* es de 11,79 m en el caso de tsunamis y de 13,36 m en el caso de tormentas.



FIGURA 5. Columnas de agua necesarias para el desplazamiento de bloques hasta su posición actual (run-up) bajo diferentes escenarios. Rt: tsunamis, Rs: temporales.

Los bloques presentan una orientación de 246°, coincidiendo con las direcciones dominantes de las trayectorias de tsunamis S-1 y S-2 definidas por Álvarez-Gómez et al. (2010) para las islas de Eivissa y Formentera. El análisis de 9 bloques fosilizados por un manto eólico cercano al acantilado ofrece resultados 254° de orientación, coincidentes con las orientaciones de los bloques analizados y denotando la presencia de bloques tsunamigénicos más antiguos que los cordones aquí estudiados. Estos bloques se encuentran a una altura media de 11,5 m y a una distancia media de la cornisa de 217,3 m.

#### CONCLUSIONES

Este trabajo da respuesta a las propuestas realizadas por Roger y Hébert (2008), que en su modelo numérico de tsunamis procedentes de Argelia sugerían el estudio de depósitos tsunamigénicos en las costas de Baleares. Asimismo, se da respuesta a Nozal et al. (2015), confirmando que se trata de bloques asociados a tsunamis. El área estudiada, Punta Gavina, presenta bloques cuya orientación es congruente con las trayectorias tsunamigénicas definidas por Álvarez-Gómez et al. (2010). Los bloques se encuentran formando cordones, frecuentemente imbricados y no presentan formas de retrabajamiento por olas de temporal. Es una zona más allá de la capacidad de transporte del oleaje registrado, y el run-up, sumatorio de la altura del bloque y los resultados de la formulación de Engel y May (2012), permite confirmar que el transporte de los bloques se produjo por tsunamis.

# AGRADECIMIENTOS

A Núria Valverde y Vicent Forteza, del Parque Natural de ses Salines d'Eivissa i Formentera.

# REFERENCIAS

- Álvarez-Gómez, J. A., Olabarrieta, M., González, M., Otero, L., Carreño, E. y Martínez-Solares, J. M. (2010): The impact of tsunamis on the Island of Majorca induced by North Algerian seismic sources. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19:367-383.
- Browne, A. (2011): Coarse coastal deposits as palaeoenvironmental archives for storms and tsunamis, PhD thesis, Southern Cross University, Lismore, NSW. 277 pp.
- Cañelles, B., Orfila, A., Méndez, F. J., Menéndez, M. y Tintoré, J. (2007): Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels

around the Balearic Sea (Western Mediterranean). Journal of Coastal Research, SI, 50, 329-333.

- Engel, M. y May, S. M. (2012): Bonaire's boulder fields revisited: Evidence for Holocene tsunami impact on the Lee-ward Antilles. *Quaternary Science Reviews*, 54, 126-141.
- Furlani, S., Pappalardo, M, Gómez-Pujol, L. & Chelli, A. (2014): The rock coast of the Mediterranean and Black seas. In; *Geological Society, London, Memoirs* 2014, v.40; p89-123.
- Kelletat, D., Whelan, F., Bartel, P. i Scheffers, A. (2005): New Tsunami evidences in Southern Spain Cabo de Trafalgar and Mallorca Island. In: Sanjaume E., Matheu J. F. (Eds.). Geomorfologia Litoral I Quarternari, Homenatge al professor Vincenç M. Rosselló i Verger. Universitat de València, Spain, pp. 215-222.
- Nozal, F., Montes, M., Díaz de Neira, J. A., Sevillano, A. y Rodríguez-Garcia, A. (2015): Cartografía geomorfológica en el Dominio Público Marítimo-Terrestre. *Revista Geo-Temas*, Vol 15; 121-124.
- Pignatelli, C., Sanso, P. y Mastronuzzi, G. (2009): Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260, 6-18.
- Roger, J. y Hébert, H. 2008. The 1856 Djiielli (Algeria): earthquake and tsunami source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 721-731.
- Roig-Munar, F. X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J. A., Vilaplana, J. M. y Gelabert, B. (2015): Morfometría de bloques de tsunami en las costas rocosas del Este de Mallorca (Islas Baleares). VIII Jornadas de Geomorfología litoral, *Revista Geo-Temas*, Vol 15. Málvarez, G. *et al.* (Eds.), 229-232.
- Roig-Munar, F. X. (2016): Blocs de tempesta i tsunami a les costes rocoses de les Illes Balears. Anàlisi geomorfològica i morfomètrica. Tesis doctoral. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. 410 pp
- Schefers, A. y Kelletat, D. (2003): Sedimentologic and geomorphic tsunami imprints worldwide - a review. *Earth-Science Review*, 63, 83-92.
- Scheffers, A. y Scheffers, S. (2006): Documentation of Hurricane Ivan on the Coastline of Bonaire. Journal of Coastal Research, 22: 1437-1450.
- Scheffers, A. M. y Kinis, S. (2014): Stable imbrication and delicate/unstable settings in coastal boulder deposits: Indicators for tsunami dislocation? Quaternary International. 332: 73-84
- Zhao, X., Chen, Y., Huang, Z. y Gao, Y. (2017): A numerical study of tsunami wave run-up and impact on coastal cliffs using a CIP-based model. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 1-17.

# Eventos de oleaje extremo en la costa del sureste peninsular: bloques y megabloques como indicadores de tsunamis o tormentas extremas.

# Extreme wave events in the southeastern Iberia coast: blocks and megablocks as an indicator of tsunamis or extreme storms.

# J. Lario<sup>1</sup>, T. Bardají<sup>2</sup>, C. Spencer<sup>3</sup> y A. Marchante<sup>4</sup>

1 Facultad de Ciencias, UNED, 28040 Madrid. javier.lario@ccia.uned.es

2 Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, 28801 Alcalá de Henares, Madrid. teresa.bardaji@uah.es

3 FET - Geography and Environmental Management, University of the West of England, UK. Chris.Spencer@uwe.ac.uk

4 Grupo de investigación TARHA, Universidad de las Palmas de Gran Canaria. 35001 Las Palmas de Gran Canaria. angel.marchante@ulpgc.es

**Resumen:** Mientras que la costa SW de la península tiene un registro importante de eventos de oleaje extremo (EOE), la mayoría asociados a tsunamis, la costa mediterránea peninsular ofrece un registro menor de estos eventos, si bien han sido citados algunos tsunamis históricos con pocos efectos en la costa. En general estos estudios se han basado en el registro geológico de secuencias detríticas de arenas y limos. En nuestro caso nos hemos centrado en el estudio de cordones litorales de bloques y megabloques en la zona de Cope, Murcia (SE Peninsular) donde se han localizado bloques mayores de 1 m y a más de 4 msnm, generados por un EOE asociado a tsunamis o grandes tormentas. Mediante el uso de un vehículo aéreo no tripulado (dron) se ha realizado la fotogrametría aérea, completada con terrestre de mayor resolución, y su posterior tratamiento para realizar un modelo 3D del terreno y obtener los parámetros dimensionales y espaciales de estos bloques. Se han utilizado diversos modelos para calcular las alturas de ola de tsunamis y tormentas capaces de generar dichos depósitos (Nott, 2003; Engel y May, 2012). Con los resultados se ha podido confirmar el proceso generador de los cordones de bloques en este escenario.

Palabras clave: oleaje extremo, tsunami, tormentas, dron.

Abstract: Whilst the SW coast of the Iberian Peninsula has a significant record of extreme wave events (EWE), mostly associated with tsunamis, the Mediterranean coast offers a smaller record of these events, although some historical tsunamis with limited impact have been cited on the coast. In general, these studies have been based on the geological record of detrital sequences of sands and silts. In this case, we have focused on the study of coastal deposits of blocks and megablocks in Cope, Murcia (SE of Iberian Peninsula). Here, blocks greater than 1 m and located up to 4 masl were generated by an EWE associated to either a tsunamis or great storm. An unmanned aerial vehicle (drone) has been utilized to perform aerial photogrammetry, which complemented terrestrial photogrammetry of higher resolution. This has been processed to develop a 3D model of the terrain and obtain the dimensional and spatial parameters of these blocks. Different models have been used to calculate potential tsunami wave heights and scale of storms capable of generating such deposits (Nott, 2003; Engel and May, 2012). The results confirm the process of generating force required to generate the block ridges at this site.

Key words: extreme waves, tsunami, storm, drone.

#### INTRODUCCIÓN

La costa mediterránea ibérica ofrece un registro limitado de eventos de oleaje extremo (EOE) asociados a tsunamis o grandes tormentas. Aunque se ha citado la ocurrencia de algunos tsunamis en tiempos históricos, los efectos geológicos y ambientales en la costa han sido mínimos.

En la cuenca de Cope (Murcia) se han localizado unos cordones litorales de bloques mayores de 1 m y a una altura de hasta 4 msnm (Fig. 1). Estos cordones han debido ser generados por un EOE tipo tsunami o tormenta extrema, lo que suscita el interés de poder determinar su origen para estimar la ocurrencia de estos eventos extremos en la zona. La geodinámica regional de la zona está controlada por lo que se conoce como el Corredor de Desgarre de las Béticas Orientales (Eastern Betics Left Latteral Shear Zone; EBSZ), que se generó en respuesta al proceso de indentación tectónica del Arco de Águilas (Coppier et al., 1989) desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario (Silva et al. 1993). En el Arco de Águilas, las fallas NNE-SSW y ESE-WNW controlaron la localización y geometría de pequeñas cuencas sedimentarias litorales, como es el caso de la Cuenca de Cope (Bardají et al., 2015).

La actividad sísmica más fuerte en el área se concentra claramente a lo largo de las fallas dentro de la EBSZ que presentan una orientación perpendicular u oblicua al campo de esfuerzos regional (N-S a NW- SE), habiéndose registrado terremotos de hasta Mw5.2 (terremoto de Lorca, 2011). No obstante, el registro sísmico instrumental de la zona de estudio muestra pocos terremotos y de baja magnitud ( $\leq$  4,0 Mw) y sólo dos terremotos históricos (1596 y 1882 AD) con epicentro macrosísmico en la localidad de Águilas con intensidades máximas de IV - V (Mezcua, 1982).



FIGURA 1. Cordones de bloques métricos imbricados en la costa de Cabo Cope (Murcia).

Los bloques objeto de este estudio están constituidos por tres litologías diferentes: 1) Calcarenitas fosilíferas amarillas de grano mediogrueso y carácter masivo (Plioceno superior-Pleistoceno inferior); 2) Calcarenitas de grano mediofino alternando con niveles de gravas de grosor variable, y niveles con un elevado contenido en moldes de bivalvos (Pleistoceno superior); 3) Conglomerado gris muy cementado en el que se han diferenciado dos facies, conglomerado de gravas (1-2cm) muy redondeadas fundamentalmente de cuarzo blanco, y conglomerado heterométrico con gravas, cantos y bloques muy redondeados y de litología diversa (Pleistoceno superior).

# **METODOLOGÍA y RESULTADOS**

Para la geolocalización de los cordones de bloques se han realizado diversos vuelos con vehículo áreo no tripulado (dron) DJI Phantom 4, realizando un vuelo fotogramétrico y su posterior modelización 3D con software Pix4D. Para obtener una resolución centimétrica de la geolocalización de los bloques y sus dimensiones se obtuvieron diversos puntos de control con sistema GPS Trimble Rover R8 GNSS. Para obtener un detalle milimétrico se realizó fotogrametría terrestre de los bloques mediante la utilización del software comercial Agisoft Photoscan (Agisoft, 2017) realizando una restitución modelización y tridimensional de los mismos e integrando los productos resultantes tanto del vuelo fotogramétrico como de la fotogrametría terrestre en un SIG a partir del software libre QGIS. De este modo se puede determinar la morfometría, orientación, altura y distancia a línea de costa de cada bloque.

Igualmente, se ha asignado a cada bloque la litología asociada al mismo. Para el cálculo de

densidades se procedió a realizar un muestreo de las diferentes litologías identificadas, tomando un mínimo de 2-3 muestras de cada una de ellas. En el laboratorio se tuvieron sumergidas en agua al menos 24 horas para su total saturación para una correcta simulación del entorno sumergido. Una vez pasado ese tiempo, se pesaron (m<sub>i</sub>) y se calculó el volumen (v<sub>i</sub>) de cada muestra, mediante su inmersión en agua y medición del volumen de agua desplazado. Todas las medidas se hicieron dos veces con el fin de minimizar errores. Finalmente, la densidad ( $\rho_i$ ) se calcula mediante la fórmula básica  $\rho_i = m_i/v_i$ .

Como se puede observar en la Fig.2 hay una relación directa entre la distancia a la línea de costa y el peso del bloque: tal como se puede esperar los bloques más pesados están más cercanos a la costa y los más ligeros han podido transportarse a mayor distancia.



FIGURA 2. Relación entre la distancia a la línea de costa y el peso de los bloques.

En la Fig.3 se muestra la relación entre el peso del bloque y la altura a la que ha sido trasportado, observándose también una relación directa entre estos parámetros.



FIGURA 3. Relación entre la altura desde la línea de costa y el peso de los bloques.

Una vez se tienen estos datos se utilizaron diferentes aproximaciones para calcular la altura de ola necesaria para trasportar esos bloques tanto por una ola de tsunami como por una ola de tormenta. Dado que muchos de los bloques proceden de la zona intermareal en un escenario de bloques limitados por diaclasas (JBB-joint bounded boulders), se ha utilizado la formulación propuesta por Engel y May (2012):

$$H_{S} = \frac{2 \cdot \mu \cdot V \cdot \rho b}{C_{D} \cdot (a \cdot c \cdot q) \cdot \rho w}$$
$$H_{T} = \frac{0.5 \cdot \mu \cdot V \cdot \rho b}{C_{D} \cdot (a \cdot c \cdot q) \cdot \rho w}$$

Donde H<sub>s</sub> es la altura de ola de tormenta, H<sub>T</sub> es la altura de ola de tsunami,  $\mu$  es un coeficiente de fricción estática (0,65), C<sub>D</sub> es el coeficiente de arrastre (1,95),  $\alpha$  es la longitud del eje mayor, *c* la longitud del eje menor, *q* es un valor medio del área medida respecto a un rectángulo que cubriera esa área (0,73),  $\rho w$  es la densidad del agua del mar (1,02 g/cm<sup>3</sup> y  $\rho b$  es la densidad del bloque.

Para los bloques sumergidos se ha utilizado la propuesta de Nott (2003):

$$H_{S} = \frac{\left(\rho b - \frac{\rho w}{\rho w}\right) 2a}{C_{n} \cdot \left(a \cdot c/b^{2}\right) + C_{l}}$$
$$H_{T} = \frac{0.25 \left(\rho b - \frac{\rho w}{\rho w}\right) 2a}{C_{n} \cdot \left(a \cdot c/b^{2}\right) + C_{l}}$$

Dónde *b* es la longitud del eje intermedio y  $C_L$  es el coeficiente de sustentación (0,178).

Se han medido más de 1.000 bloques, con volúmenes entre 0,02 y 6,52 m<sup>3</sup> y pesos entre 42,5 kg y 16,3 Tn. El bloque más alto está situado a 4 msnm y el más alejado a 39,5 m de la línea de costa. En la Tabla I se presentan los valores más extremos de altura de ola de tormenta (Hs) y tsunami (Ht) calculadas con las dos propuestas.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

En la Tabla I se puede ver que las alturas de ola máxima esperada para un tsunami usando la metodología propuesta por Engel y May (2012) están en el rango de 2,5-3,6 m y las de tormenta entre 10,2 y 14,5 m. Usando la metodología de Nott (2003) se obtienen unos rangos de 2,7-3,9 m y 10,9 a 15,6 m respectivamente.

Id.	V	Р	1-Ht	1-Hs	2-Ht	2-Hs
39	5,1	12,7	2,1	8,4	3,9	15,6
40	3,9	9,8	2,7	10,9	1,0	3,9
43	6,5	16,3	2,5	10,2	2,8	11,2
805	0,3	0,7	0,3	1,4	3,6	14,6
1003	3,51	8,8	2,8	11,4	1,4	5,4
1006	0,9	2,6	0,9	3,7	2,7	10,9
1010	3,3	8,1	3,6	14,5	0,8	3,2

TABLA I. Alturas máximas de ola de tormenta y tsunami (en m.) calculadas según Engel y May (1) y Nott (2). Id: número de bloque; V: volumen calculado con GIS en m<sup>3</sup>; P: peso en Tn.

Si bien las tormentas ciclónicas en la costa de Murcia son de baja entidad, el estudio de altura máxima de ola medidas en la boya de Cabo de Palos entre el periodo 1985-2012 muestra al menos cuatro momentos en los que éstas han rebasado los 4,5 m, alcanzando 5,6 m el 28 de febrero de 1995 (Puertos del Estado, www.puertos.es). En la zona de Cabo Cope, las modelizaciones realizadas también por Puertos del Estado para el periodo 1958-2017 muestra una altura máxima de ola de 3,73 m alcanzada en octubre de 1973. Con estos datos se puede confirmar que las alturas de ola de más de 10 m necesarias para poder movilizar los bloques mayores que forman esta barra litoral no se han dado durante grandes tormentas producidas en la zona en época instrumental.

En relación a la generación de tsunamis, la matriz de decisión para tsunamis en la costa Mediterránea Española indica que terremotos desde Mw 6.0-6.5 generados a menos de 40 km de la costa y a profundidades menos de 100 km tiene potencial para generar un tsunami destructivo en esta costa (IOC, 2011). Los modelos de generación de tsunamis también muestran que la región de Murcia es la zona más grandes afectada por tsunamis generados principalmente en el norte de Argelia (Álvarez-Gómez et al., 2011). Aun así, son pocas las referencias a tsunamis ocurridos en la zona en tiempos históricos.

El 1522 se produjo un terremoto en Almería de M>6,5 que afectó a amplias zonas del Mediterráneo occidental, causando más de 1.000 fallecidos. El área epicentral se localiza en la plataforma del Golfo de Almería y produjo varios deslizamientos submarinos que pudieron producir un tsunami (Reicherter y Becker-Heidmann, 2009). Estos autores encuentran sedimentos asociados a este evento (y anteriores) que indican alturas de ola de al menos entre 2-3 m., aunque no parece haberse notado este tsunami más al norte del Cabo de Gata.

Con estos antecedentes, se puede asignar este EOE a un tsunami generado en el Mediterráneo occidental y que pudo alcanzar al menos 4 msnm en la costa de Cabo Cope. Respecto a la edad del evento, no ha sido posible realizar dataciones en los bloques estudiados, pero dada su disposición respecto a los depósitos subyacentes su edad debe ser Holocena post-máximo transgresivo (ca. 6.000 yrBP). Los terremotos históricos estudiados en la zona no parecen haber generado estos cordones de bloques.

#### AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos MINECO CGL2013-42847-R y CGL2015-69919-R, así como por la Faculty of Environment and Technology, University of the West of England, Bristol, UK. Es una contribución del GTE al Proyecto IGCP 639 "Sea Level Change from Minutes to Millennia".

#### REFERENCIAS

- Agisoft (2017): Agisoft PhotoScan User Manual. Professional Edition, Version 1.3, San Petersburgo.
- Álvarez-Gómez, J. A., Aniel-Quiroga, I., González, M. y Otero, L. (2011): Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards Earth Systems Science*, 11: 227– 240.
- Bardají, T., Cabero, A., Lario, J., Zazo, C., Silva, P.G., Goy, J.L. y Dabrio, C.J. (2015): Coseismic vs climatic effects in the record of relative sea-level changes: an example from last interglacials in SE Spain. *Quaternary Science Reviews*, 113: 60-77.
- Coppier, G., Griveaud, P., Larouziere, F.D., Montenat, Ch.,Ott d'Estevou, Ph., (1989): Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (Southeastern Spain). *Geodinamica Acta*, 3: 37-51.
- Engel, M. y May, S.M. (2012): Bonaire's boulder fields revisited: evidence for Holocene tsunami impact on the Leeward Antilles. *Quaternary Science Reviews*, 54: 126-141.
- IOC (2011): ICG/NEAMTWS: Seventh Session Paris, France 23–25 November 2010. Intergovernmental Oceanographic Commission, Reports of Governing and Major Subsidiary Bodies, 45 p.
- Mezcua, J. (1982): *Catálogo General de Isosistas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional, Pub. 202: 319 p.
- Nott, J. (2003): Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pretransport setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 269-276.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. y Bardají, T. (2003): Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 250: 203-226.
- Reicherter, K. y Becker-Heidmann, P. (2009): Tsunami deposits in the western Mediterranean: remains of the 1522 Almería earthquake? *Geological Society, London, Special Publications*, 316 (1): 217-235

# La perspectiva del usuario en los proyectos de adaptación al cambio climático en costas bajas arenosas

# User's perspective in the climate change adaptation projects in low-lying sandy coasts

#### E. Roca<sup>1</sup> y M. Villares<sup>1</sup>

1 Laboratori d'Estudis Socials de l'Enginyeria Civil (LESEC). Universitat Politècnica de Catalunya. (UPC). c/Jordi Girona, 1-3, 08034 Barcelona. Elisabet.roca@upc.edu, Miriam.villares@upc.edu.

**Resumen:** Frente a la vulnerabilidad de las costas bajas arenosas se viene proponiendo la necesidad de implementar medidas de adaptación que favorezcan la restauración dunar y la recuperación de la dinámica natural de la playa. El IPCC reconoce que aunque urgente y necesaria, la adaptación no está exenta de barreras y dificultades que requieren ser estudiadas. Estas pueden clasificarse en físicas, tecnológicas, financieras, culturales y sociales, siendo estas últimas las que centran la atención del presente trabajo realizado en el marco del Proyecto PaiRisClima. El objetivo consiste en examinar el valor que la sociedad atribuye a la restauración ambiental del sistema litoral como mecanismo de adaptación al cambio climático, es decir, como protección frente a los impactos del nivel del mar y los temporales marinos. Más específicamente, se trata de analizar como el usuario de estas playas percibe la amenaza del cambio climático y la protección que ofrece la restauración frente a los impactos producidos por la subida del nivel del mar y los temporales marinos. Para ello, se ha aplicado un sondeo cuantitativo dirigido a los usuarios de dos playas intervenidas en el litoral de la Costa Brava. Se les ha preguntado sobre sus expectativas respecto a la función de protección, la calidad ambiental y paisajística y sus efectos en las actividades turísticas y recreativas.

Los resultados apuntan a una preocupación generalizada frente los efectos del cambio climático en aspectos que han sido más mediáticos como la disponibilidad del agua, las inundaciones y la presencia de mosquitos, mientras que la función recreativa de estas playas ligada al turismo vacacional apenas se perciben amenazados. Asimismo, se percibe con debilidad el vínculo entre la restauración dunar y la protección frente a riesgos de origen marino. Por lo tanto, mejorar el conocimiento de la sociedad sobre los beneficios de estrategias de adaptación del litoral es necesario y urgente para garantizar una buena acogida de este tipo de intervenciones.

Palabras clave: adaptación, usuario, playas, restauración dunar.

*Abstract:* The vulnerability of low-lying sandy coasts to climate changes requires the implementation of adaptation measures such as those that recover natural beach dynamics and restore dune systems. The IPCC recognizes that, although urgent and necessary, adaptation has barriers and difficulties that need to be studied. These can be classified in physical, technological, financial, cultural and social, being the latter which focus the interest of this research carried out within the framework of Project PaiRisClima. The objective is to examine the value that society attributes to the environmental restoration of the coastal system as protection against the impacts of sea level rise and marine storms. More specifically, the objective is to analyse how the beach user perceives the threats of climate change and the protection offered by the restoration projects. A quantitative survey has been applied to the beach users of two beaches in the Costa Brava. They have been asked about their expectations on the protection function, environmental and landscape quality and their effects on tourism and recreational activities.

The results point to a widespread concern about the effects of climate change on those more mediated issues such as water availability, floods and the presence of mosquitoes, while the recreational function of these beaches linked to tourism is perceived to be under threat. On the other hand, the link between dune restoration and protection against risks of marine origin is weakly perceived. Therefore, improving society's knowledge about the benefits of coastal adaptation strategies is necessary and urgent to ensure a good reception of this type of interventions.

Key words: adaptation, user, beach, dune restoration

# INTRODUCCIÓN

Las zonas costeras bajas con marismas y playas y sistemas dunares son especialmente vulnerables al cambio climático. El riesgo de erosión e inundación ha llevado a instituciones públicas y científicas a proponer estrategias de adaptación. En algunos casos, las opciones basadas en la recuperación de los ecosistemas, restauración de las dunas y la dinámica natural de las costas se sugieren como un enfoque más rentable que las soluciones de retención o de ingeniería dura (Adger et al. 2005). Sin embargo, los proyectos de adaptación a menudo se enfrentan a obstáculos técnicos, financieros y sociales. En especial, se producen conflictos de intereses entre actividades y usos competitivos, que pueden obstaculizar o incluso



FIGURA 1. Localización de las dos playas de la Costa Brava (Girona, Catalunya) donde los proyectos de adaptación están en progreso.

paralizar proyectos de adaptación. En el Mediterráneo, la regeneración de los ecosistemas como estrategia de protección contra riesgos como el aumento del nivel del mar, las tormentas y las inundaciones, es todavía novedosa y los resultados obtenidos varían en términos de eficacia técnica y aceptación social. En esta investigación se analizan las percepciones sociales sobre el cambio climático y sus impactos, así como los cambios que se producen con los proyectos de restauración. Más específicamente, se consideran las percepciones sociales de los impactos del cambio climático en los paisajes de dunas, sobre las actividades turísticas y los usos recreativos. El estudio se centra en dos proyectos de adaptación en la Costa Brava (Girona) en los que la población local han tenido diferentes reacciones.

# CASOS DE ESTUDIO. RESTAURACIÓN COSTERA EN LA COSTA BRAVA

Esta investigación se ha llevado a cabo en el corazón de la Costa Brava, una marca turística con zonas altamente desarrolladas y urbanizadas entre áreas naturales bien conservadas.

Las playas estudiadas ha sido Sant Pere Pescador en la Badía de Roses y La Pletera en la Badía de Pals (Fig. 1). El ámbito incluye una de las últimas marismas de Cataluña, els Aiguamolls de l'Empordà, ahora un parque natural protegido. En sus alrededores se encuentran otras parques como el de las Illes Medes y Montgrí, Cap de Creus y l'Albera. Esta zona, con humedales en el interior, atrae a numerosos turistas en temporada alta. Sin embargo, su costa baja y arenosa, está muy expuesta a la erosión y a las inundaciones (Sánchez-Arcilla et al., 2012).

Recientemente, en este ámbito han surgido iniciativas civiles y campañas públicas de adaptación al cambio climático, dirigidas a la gestión y restauración de las funciones costeras naturales. El proyecto LIFE Pletera se ha beneficiado de una inversión de 2.528.148 euros para el período 2014-2018. Su objetivo principal es rehabilitar de forma integral el sistema de dunar y las lagunas costeras en la Pletera (Torroella de Montgri) junto L'Estartit para restaurar SU funcionalidad ecológica a corto y largo plazo, actualmente dañada por la urbanización. Este objetivo incluye la provisión de una respuesta apropiada al cambio climático (aumento del nivel del mar y fenómenos meteorológicos extremos). Entre las acciones a implementar están el desmantelamiento del paseo existente y los espacios urbanos adyacentes, la restauración de marismas y la rehabilitación de la funcionalidad ecológica del sistema costero. Un objetivo secundario es educar a locales y turistas para conservar este ecosistema. El proyecto PIMA Adapta (2015) es el resultado de la Ley 2/2013 (Protección Costera y Uso Sostenible) y de la Ley 22/1988 modificada que establece la obligación de desarrollar una estrategia para hacer frente a los efectos del cambio climático en las costas. Las estrategias de protección se centran en zonas con problemas de erosión, contaminación e interferencia de usos. La playa de Sant Pere Pescador (Can Martinet) está experimentando una intervención de restauración que incluye una actuación para recuperar la arena, la adición de arena, la creación de dunas y la plantación de flora. La inversión de PIMA Adapta, asciende a 39.195,67 euros para un proyecto ejecutado en tres meses.

# METODOLOGÍA

Se trata de un análisis de la percepción social llevado a cabo con la aplicación de una encuesta local, compuesta de 150 cuestionarios dirigidos a los usuarios (locales y turistas) de las playas afectadas por proyectos de adaptación. Contiene preguntas sobre el impacto del cambio climático y el impacto de los proyectos de restauración.

El diseño del cuestionario, se basa en investigaciones anteriores (Villares, 2006; Roca y Villares, 2008), e incluye las siguientes secciones:

- Perfiles de usuario de playa.
- Preocupación por el impacto del cambio climático en las actividades recreativas, la seguridad, el paisaje, los mosquitos, las dunas y áreas protegidas, la anchura de la playa, las inundaciones y la disponibilidad de agua potable.
- Evaluación de los cambios que produce el proyecto: acceso, aparcamiento, información y señalización del proyecto, itinerarios de senderismo y ciclismo, señalización de hábitats y especies protegidas, restauración y revegetación de dunas, marismas y las medidas de protección contra tormentas.
- Los encuestados valoran cada ítem en una escala de 1 (peor) a 5 (mejor).

Utilizando tablas de frecuencias y diferentes medidas de centralización, se obtienen resultados tanto generales como desagregados geográficamente,

obteniéndose una primera perspectiva global sobre las percepciones sociales y una segunda permitiendo un análisis de similitudes y diferencias entre los diferentes lugares.

#### RESULTADOS

Los resultados aportan información sobre la satisfacción de los usuarios de estas playas, los problemas asociados al cambio climático y el conocimiento del

proyecto de restauración y de los cambios producidos.

# Perfiles del usuario y satisfacción

Los encuestados son usuarios locales (un 25 % de la ciudad de Barcelona) que pasan el verano en la zona o en ciudades cercanas. La muestra se compone de personas que conocen esta costa y sus cambios. Son playas familiares accesibles coche que se visitan por motivos de proximidad, calidad ambiental y de paisaje, tranquilidad y práctica de deporte acuático. En general,

las puntuaciones fueron altas para el paisaje, las dunas, la proximidad del parque natural.

#### Preocupación por el cambio climático y evaluación de su impacto

La gran mayoría de los usuarios (90%) son conscientes la protección del ámbito que visitan, su preocupación por el cambio climático se resume en la Fig. 2. el paisaje y las dunas son los elementos que se perciben en riesgo. También preocupa la disponibilidad futura de agua potable por la recurrente escasez en el Mediterráneo. Los mosquitos se consideran un problema principal, esto no es sorprendente, dada la ubicación junto a las marismas, donde la lucha contra esta plaga es sistemática. Lo más alarmante, es el bajo nivel de percepción sobre el daño en las actividades recreativas, nuestros entrevistados no son conscientes del riesgo por el aumento del nivel del mar, las inundaciones y la erosión. Estos resultados son coherentes con los de las entrevistas a responsables y expertos, que revelaron un sector turístico preocupado por el futuro inmediato de sus negocios y poco preocupado por aspectos a más largo plazo. Esto apunta a una necesidad de comunicación ambiental.

El cambio climático y, en particular, la elevación del nivel del mar se percibieron como una amenaza latente a medio y largo plazo, pero sin preocupación inmediata. No hubo negación del cambio climático, pero sus impactos son percibidos de manera difusa y descontextualizada. Los riesgos a largo plazo son subestimados en comparación con las amenazas más inmediatas. Esto puede explicar parcialmente por qué los problemas relacionados con el cambio climático no es una preocupación principal a nivel local: la opinión es que el cambio climático afecta más a otras regiones.

Preocupación efectos del cambio climático



FIGURA 2. Preocupación de los efectos del cambio climático en sistemas costeros.

# Percepción de los proyectos de restauración y cambios

Las intervenciones han restaurado estas playas, principalmente mediante el cierre de los aparcamientos situados en las dunas. El hecho de que los aparcamientos estén ahora a cierta distancia fue penalizado. Sin embargo, los usuarios de ambas playas estaban razonablemente satisfechos. Las intervenciones, cada una a su manera, también han causado un cierto impacto debido a un cambio en las condiciones iniciales: aunque diferentes en escala, ambas son adaptaciones al cambio climático. Así, en La Pletera, la intervención implicó la destrucción de una urbanización abandonada, mientras que en Sant Pere Pescador, la intervención consistió en un proyecto de restauración de dunas y cambio de acceso y carreteras.

Ambas intervenciones fueron financiadas con fondos públicos, una por el programa Europeo LIFE y la otra por el Ministerio Español de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente. Mientras que la intervención en La Pletera fue un ejercicio de diálogo y colaboración con instituciones locales, en Sant Pere Pescador un organismo superior impuso una solución a un problema específicamente local, un conflicto de usos entre el acceso y estacionamiento y la protección de las dunas. Las percepciones de los usuarios en La Pletera han sido siempre más positivas

que en Sant Pere Pescador. No es sorprendente que la pedagogía aplicada del proyecto LIFE tuviera un impacto tanto en los habitantes como en los veraneantes. Ha habido jornadas de puertas abiertas antes de las obras, colaboración con artistas locales para representar la intervención y la plena cooperación con las autoridades locales de Torroella de Montgri y con el parque natural (Illes Medes y Montgrí). Fue notable en ambos casos el hecho de que los cambios relacionados con la protección contra las tormentas no generaron tanta confianza como las medidas ambientales relacionadas con la recuperación de las marismas, restauración de dunas y la señalización y protección de especies y hábitats. Por lo tanto, este tipo de proyecto de adaptación se percibió más como intervenciones de restauración ambiental y manejo del uso que como una iniciativa de protección costera. Pero esto podría ser el caso de otra línea de la investigación sobre las estrategias de comunicación de los proyectos.

#### CONCLUSIONES

Aunque el nivel de riesgo a lo largo de la costa estudiada podría ser intensificado significativamente por el cambio climático, la percepción del público aún son bajas. Los impactos locales en las actividades de ocio, parecen estar subestimados, especialmente por los usuarios de la playa y las empresas. Los proyectos de restauración ambiental son estrategias de adaptación que pueden ser muy eficaces para las regiones costeras que aún conservan sus paisajes esenciales. Sin embargo, aunque las percepciones sociales reconocen los beneficios ambientales de estos proyectos, su efectividad en términos de protección contra temporales, tormentas y el aumento del nivel del mar son menos conocidas. Esta investigación indica que el mensaje que está siendo transmitido por la comunidad científica es recibido como vago y difuso por la población local y turística. Con el fin de promover un enfoque más adaptable a la gestión del riesgo costero, las brechas identificadas entre las preocupaciones y las opiniones de expertos deben traducirse en un conjunto de prácticas de información y comunicación y de iniciativas de restauración más visibilizadas.



FIGURA 3. Valoración de los cambios producidos por los proyectos de adaptación.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se ha realizado en el marco del Proyecto PaiRisClima (CGL2014-55387-R) financiado por el Ministerio de Economia y Competitividad.

#### REFERENCIAS

- Adger, W. N., Hughes, T. P., Folke, C., Carpenter, S.R., & Rockstorm, J. (2005): Social-Ecological Resilience to Coastal Disasters. *Science*, 309: 1036. http://lifepletera.com/
- Roca, E. y Villares, M (2008). Public perception for evaluating beach quality in urban and semi-natural environments. *Ocean & Coastal Management*, 51: 314-399.
- Sánchez-Arcilla A, Mösso C, Sierra JP, Casas M (2012): La variabilitat climàtica i la costa catalana. In: Llebot, J.E (Ed.) 2n Informe sobre el Canvi Climàtic a Catalunya. Generalitat de Catalunya, 343–371.
- Villares M. (2006): Social perception as a tool for beach planning: a case study on the Catalan coast. *Journal of Coastal Research*, 48: 118-12.
- www.magrama.gob.es/es/costas/temas/proteccioncosta/actuaciones-proteccioncosta/girona/170326B-pima-adapta.aspx

# Identificación y análisis de eventos marítimos de alta energía como variables explicativas de procesos erosivos costeros a escala regional.

# Identification and analysis of wave energy events as triggering variables of coastal erosion processes at regional scale.

# E. Guisado-Pintado<sup>1</sup>, JM. Camarillo<sup>2</sup> y J. Ojeda<sup>3</sup>

Dpto. Geografía y Análisis Geográfico Regional, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla 41004 Sevilla (Andalucía). <u>leguisado@us.es</u>; <sup>2</sup> jmcamarillo@us.es; <u>3ojeda@us.es</u>

**Resumen:** El clima marítimo desempeña un papel clave en la evolución y estado morfodinámico de la costa. Particularmente, los eventos de alta energía y, entre ellos los temporales, son uno de los responsables de los grandes cambios en la costa a escalas temporales cortas (procesos erosivos y de acreción). La costa de Andalucía, situada en la confluencia del Atlántico y el Mediterráneo, es geomorfológicamente compleja y diversa lo que se traduce en la existencia de unidades litorales con comportamientos morfodinámicos variados. Mediante el análisis conjunto de los eventos y temporales ocurridos en los últimos 50 años se investigan las variables explicativas responsables de la erosión ocurrida en la costa Andaluza para 5 periodos comprendidos entre 1956 y 2011, en el marco del proyecto Nacional "E\_Coastand II". Metodológicamente se han definido, analizado y cuantificado los eventos y temporales ocurridos en aguas profundas (red SIMAR) en base al clima medio y extremo para ambos sectores costeros a través de la altura significante de ola, la duración y dirección del evento. La integración y modelado de los datos brutos y calculados (Índice de Potencia de Oleaje) en una base de datos espacial (PostgreSQL/PostGIS) permite el análisis de los eventos de alta energía a través de consultas SQL espaciales (modificando en tiempo real los parámetros que los definen), así como acceder a su representación gráfica en un Geovisor web. A su vez, la incorporación en este Geovisor permitirá al usuario el análisis espacial y temporal conjunto de las tasas de erosión de playas y sus variables explicativas, en este caso las derivadas del clima marítimo.

Palabras clave: altura significante de ola, temporales, tasas de erosión, PostgreSQL/PostGIS, SIMAR.

**Abstract:** Wave climate plays a key role in the evolution and morphodynamic beach state. Particularly, high energy events and wave storms drive beach changes at short term scales (erosion and accretion processes). The Andalusian coast, in the confluence between the Atlantic and the Mediterranean sea, is from a geomorphological point of view complex and diverse leading to the presence of coastal units with opposite morphodynamic behaviour. Through the joint analysis of high energy events and storms occurred during the past 50 years, we investigate the main drivers of the erosion occurred between 1956 and 2011, within the framework of the National Ministry Project "E\_Coastand II". The methodology comprises the definition, analysis and quantification of offshore events and storms (by using the SIMAR network) based on the mean and extreme wave climate for each sectors (by using the significant wave height, duration and event orientation). The integration and modelling of raw and calculated data (e.g. Wave Storm Power) on a spatial database (PostgreSQL/PostGIS) allows a detailed analysis through SQL petitions (by modifying in real time the parameters) and its graphical representation on a web Geoviewer. Furthermore, the integration on a web viewer will facilitate the end user a combined spatial and temporal analysis of the beach erosion rates and their explicative variables (drivers), in this particular case the ones derived from the maritime climate.

Key words: significant wave height, storms, erosion rates, PostgreSQL/PostGIS, SIMAR.

#### INTRODUCCION

Dada la importancia de los eventos de alta energía (tormentas y temporales) en la costa, el análisis del régimen e impacto de los mismos se ha convertido en una herramienta clave en la gestión costera, planificación y regulación de usos a corto-medio plazo, así como de cara al diseño de medidas de mitigación y adaptación. Son numerosos los estudios basados en la caracterización del clima extremo y la identificación de tormentas (Rodriguez et al., 2003; Rangel-Buitrago y Anfuso, 2013, Guisado-Pintado et al., 2014; Dissanayake et al., 2015; Masselink et al., 2015), existiendo, por tanto, diferentes aproximaciones. Los eventos de alta energía son uno de los principales responsables de los cambios en la morfología costera y de la disponibilidad de sedimentos en escalas temporales cortas. De igual modo, las tormentas están asociadas con episodios de erosión costera, inundaciones y daños en las infraestructuras, propiedades y servicios (puertos, paseos marítimos carreteras). Las tormentas más energéticas y con alturas de olas mayores generalmente causan un daño mayor (erosión de la playa y escarpes en dunas), así mismo la duración, la dirección, el periodo pico y la altura del nivel mar también contribuyen al fenómeno. Del mismo modo, la ocurrencia de un grupo de tormentas o clúster, puede resultar en un impacto más severo comparado con el de una única tormenta con las mismas condiciones (Dissanayake et al., 2015).

Dada la variabilidad de condiciones asociadas a las áreas costeras, no existe un criterio común para la caracterización de tormentas. Sin embargo, en la mayoría de los estudios la caracterización de eventos de alta energía se realiza a través de la identificación de episodios en los que la altura significante de la ola (Hs) en alta mar alcanza unos valores límite (excedencia del 1%-5%) dentro de la serie temporal de oleaje (Masselink et al., 2015). Otros criterios a considerar son aquellos que permitan garantizar la independencia entre temporales, así como los clústeres de tormentas, que varían según el área de estudio. Finalmente, la duración mínima del evento es crucial ya que indica no solo la cantidad de energía procedente del oleaje que alcanza la costa, y también la conjunción con las mareas. Para el Gobierno Regional de Andalucía (CMA, 2003) un evento es considerado una tormenta cuando dura al menos 5 horas y supera los 2 m en el Mediterráneo y los 2.5 m en el Atlántico, mientras que para otros autores (Rangel-Buitrago y Anfuso, 2013) debe ser de 12 horas para garantizar que coincida con la pleamar. Por tanto, la definición de tormentas es específica para cada sitio y normalmente la Hs elegida debe ser representativa de la zona para identificar los eventos de tormenta.

Este trabajo se plantea complementario al desarrollado en el marco del proyecto "E Coastand II", en el que se han calculado tasas de erosión costera en todas las playas expuestas de Andalucía (640 km) a partir de ortofotos (acceso público y gratuito a través de de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía). Mediante la aplicación de la herramienta DSAS (Digital Shoreline Analysis System, Thieler et al., 2005) se han calculado a escala de detalle (1:2500) las tasas de erosión/acreción para los periodos 1956-1977-2001-2011, utilizando varios indicadores o proxis (Prieto et al., 2017). Los resultados se han integrado en una base de datos espacial y un geovisor web para el análisis conjunto con otras variables relacionadas, como la ocurrencia de tormentas que se detalla en este trabajo. De esta forma, se investigan los eventos de alta energía (tormentas y temporales) ocurridos en los últimos 55 años y su efecto en costa andaluza, concretamente a través de las tasas de erosión calculadas mediante el modelado de los datos en una base de datos espacial (PostgreSQL/PostGIS).

#### Área de estudio

La costa de Andalucía se caracteriza por presentar gran diversidad fisiográfica y morfológica a lo largo de sus 1100 km de extensión. La vertiente Atlántica tiene una pendiente suave (la plataforma continental se

extiende hasta la isobata de 100 m) donde predominan las playas arenosas con formaciones dunares de entidad. Por su parte, la costa Mediterránea andaluza presenta una plataforma continental con fuerte pendiente que se traduce en playas estrechas, frecuentemente interrumpidas por cabos y formaciones rocosas y donde predominan los materiales gruesos. A pesar de que Andalucía no se encuentra en el área de influencia de los ciclones tropicales, tiene una intensa actividad en lo que a tormentas se refiere. Los eventos y temporales difieren significativamente en ambas vertientes: en la fachada atlántica la anchura de la plataforma permite el desarrollo de olas tipo swell que se aproximan desde lejanos centros de bajas presiones con una dirección predominante del W-NW y en algunos casos SW. En el Mediterráneo, las tormentas tienen su origen en la cuenca y alcanzan la costa desde el este. Dado que el fetch es limitado el oleaje predominante es de tipo sea, lo que limita el desarrollo de las tormentas, en términos de Hs y duración (Guisado-Pintado et al., 2014).

# METODOLOGÍA

Los puntos SIMAR, pertenecientes a Puertos del Estado (Ministerio de Fomento), comprenden series temporales de parámetros de viento y oleaje procedentes de modelado numérico con cadencia horaria y que se extiende desde 1958 hasta la actualidad. Dado que se localizan a gran profundidad no se ven afectados por fenómenos locales de viento y oleaje (refracción) y, por tanto, cada punto proporciona observaciones representativas de grandes zonas costeras. Para el análisis del clima marítimo, la serie temporal comprendida entre 1958-2011 del modelo SIMAR fue tratada estadísticamente con el fin de caracterizar tanto el clima medio como los eventos de alta energía registrados en la costa Atlántica y mediterránea (Fig 1). En este trabajo un evento viene definido por el periodo de tiempo de, al menos 12 horas, (para que sea coincidente con la pleamar) en el que se cumpla que Hs  $\ge 2.5$  m en el Atlántico y  $\ge 2.0$  m en el Mediterráneo. Para los temporales estos valores de Hs se fijan en  $\ge 4.0$  m y  $\ge 3.5$  m respectivamente. Un evento/temporal solo termina cuando, pasadas las primeras 12 h, en las siguientes 6 h (1/2 del régimen mareal) de duración del evento la Hs no supera el umbral establecido, lo cual a su vez permite separar y agregar grupos de eventos entre sí. Finalmente se aplica el conocido Storm Power Index (Dolan y Davis, 1992), que categoriza las tormentas de acuerdo a su intensidad usando la Hs y la duración (h) como parámetros.

Para el análisis de los datos se ha diseñado una base de datos espacial Postgis en el que se han modelado los eventos y los temporales según los criterios anteriormente mencionados de Hs y duración continuada a partir de los datos originales de SIMAR.



FIGURA 1 Zonificación área de estudio y puntos SIMAR. En cursiva el Storm Power total para cada punto para el periodo 1958-2011.

Para ello se han diseñado el conjunto de vistas SQL espaciales que permiten el cálculo de los estadísticos seleccionados a partir de la definición por parte del usuario final (cliente) del periodo temporal de consulta. Este esquema permite una flexibilidad absoluta en la selección de los periodos de tiempo para los que los cálculos se actualizan de manera automática, permitiendo al usuario final establecer la relación entre los periodos y las fechas de erosión costeras disponibles y los estadísticos definitorios de los eventos y temporales a partir de la selección temporal más adecuada definida por dicho usuario.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Esta aproximación metodológica nos permite interpretar el cálculo de las tasas de erosión a través del análisis global y por periodos, así como el estudio de casos concretos. En el primer caso, para la interpretación de las tasas totales los resultados muestran que el número total de eventos para la costa andaluza en el periodo 1958-2011 fue de 4291, con 873 eventos registrados en el Atlántico, 1600 en el Mar de Alborán, 931 en el Mediterráneo oriental y 887 eventos en el levante almeriense respectivamente (Fig 1). Es necesario aclarar que un mismo evento puede, y normalmente así ocurre, registrarse en varios puntos SIMAR con intervalos de horas de diferencia. La Hs media de dichos eventos varía entre 3.05 m en el Atlántico y entre 2.46 m y 2.35 m en el mar de Alborán y el mediterráneo occidental. La dirección media de viento fluctúa entre 217º (SO) en la fachada Atlántica, 100° (E) en Alborán y levante almeriense, y 160° (SE) para el resto de la costa mediterránea. En cuanto a la potencia asociada a las tormentas, la energía total asociada es bastante variable con valores que van desde 215.000 m<sup>2</sup>/h en el Atlántico, 162.000 m<sup>2</sup>/h en el mar de Alborán, 25.000 m<sup>2</sup>/h en el mediterráneo oriental y hasta 90.000 m<sup>2</sup>/h en el levante de Almería. Estos datos revelan que es la costa atlántica andaluza la que ha recibido mayor energía (en términos de duración y Hs); sin embargo, el número total de eventos registrados en el Mar de Alborán (606 y 596 para los SIMAR 5026019/105246), y en menor medida en la costa

oriental almeriense con 530 en el SIMAR 2054079, es significativamente mayor.

El desarrollo de la aplicación SQL/PostGres permite realizar consultas detalladas de toda la base de datos (más de 5 millones de registros), agrupados por fechas o de forma individual, por zonas de estudio, así como calcular los estadísticos de cada una de las variables consideradas (Hs y periodo medio, duración del evento y el temporal, dirección, etc.). En la Fig.2 se muestra un resumen de los resultados de eventos y temporales obtenidos por periodos (coincidentes con los usados en las tasas de erosión), a través de los SIMAR representativos de las 4 grandes zonas analizadas de la costa andaluza. En base a estos resultados, se observa como en el Mar de Alborán y el Levante Almeriense se concentran el mayor número de eventos, particularmente en el periodo 1978-2001 con más de 200 eventos. Igualmente destacable es el número total de eventos, hasta 1052, registrados en la totalidad de costa en el último periodo analizado 2002-2011, por otro lado el de menor duración. Para todos ellos, se aprecia, sin embargo que la duración media y la Hs va disminuyendo hacia el este, mostrando valores más altos en la costa atlántica y menores en el levante almeriense.

Dado que las tasas de erosión son sensibles al momento en el que se tomó la ortofotografía, ya que la línea de costa se digitaliza para esa fecha y por tanto la tasas también, esta aproximación permite contrastar los resultados del cálculo con la ocurrencia de eventos de alta energía antes y después del cálculo de la tasa para cada periodo. Esto se ilustra a través de dos ejemplos. Uno es el caso del Delta La Rabita en la costa Mediterránea (Granada) donde la fuerte progradación (+3.11 m/periodo, +5800 m lineales de playa) detectada en el periodo 1956-1977 responde a fenómenos fluviales-terrestres asociados a la riada de octubre de 1973 (no identificándose tormentas en las fechas próximas al evento). Estando el siguiente periodo (1977-2001) dominado por los procesos erosivos (-0.53 m/periodo y cerca de -5000 m lineales de playa) en los que se aíslan con hasta 173 eventos de oleaje de alta energía.



FIGURA 2. Análisis de eventos por periodos en las cuatro grandes zonas costeras estudiadas. Nota: En rallado se representa la duración media (horas) de los eventos para ese periodo y la altura de ola media (Hs, m).

El caso contrario se produce en Isla Cristina con la evolución de la isla-barrera litoral (conocida como Isla del Moral) que responde fundamentalmente a agentes marítimos, y más concretamente al efecto del oleaje de alta energía (eventos). En 1974, se suceden una serie de temporales de poniente (hasta 7 consecutivos con valores de Hs de 2,83 m; duración: 40 h y Storm power: 343 W/m<sup>2</sup>) que desencadenan la ruptura de la isla-barrera. Esto se traduce en unas tasas de 0,47 m/periodo (-650 m lineales) para el periodo 1956-1977 (siendo la ortofoto de 1977 la que se usa para el cálculo de las tasas de erosión y por tanto justo después del evento) que solo pueden explicarse mediante el análisis conjunto de los eventos de alta energía y las tasas de erosión calculadas.

El análisis conjunto de los eventos de alta energía y la evolución de la costa (tasas de erosión) son una primera aproximación a la identificación de las variables explicativas que han dominado los procesos costeros en las últimas décadas. Las futuras líneas de trabajo se centrarán en la propagación y análisis detallado en las zonas someras (*nearshore*) de dichos eventos, la comparación de dichos eventos con la red de medida existente (Boyas de aguas profundas y costeras) y la búsqueda de otras variables explicativas de procesos a escala local.

#### CONCLUSIONES

Los eventos de alta energía juegan un papel muy importante en la evolución morfodinámica de la costa, siendo además claves para entender procesos a diferentes escalas. Mediante la integración de extensas series temporales de oleaje en una base de datos espacial (PostgreSQL) que integra en su modelo de datos tanto los resultados de las tasas, como un conjunto de información temática asociada a la línea de costa (tipología geomorfológica, presencia de infraestructuras, presencia de dunas) ampliándose las posibilidades de análisis y explotación de los eventos de alta energía como variables explicativas de la evolución de la costa en las últimas décadas.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca dentro del Proyecto del Plan Nacional "E\_Coastland\_2" (ref. CSO2014-51994-P). Las series de oleaje SIMAR han sido facilitadas por Puertos del Estado (Ministerio de Fomento).

#### REFERENCIAS

- CMA (Consejería de Medio Ambiente), 2003. *Informe de Medio Ambiente de Andalucía (IMA)*. Junta de Andalucía, 495 pp.
- Dissanayake, P., Brown, J., Wissec, P. and Karunarathnad, H. 2015. Comparison of storm cluster vs isolated event impacts on beach/dune morphodynamics. *Estuarine, Coastal and Shelf Science, 164,* 301-312.
- Dolan, R., y Davis, R.E., 1992. An intensity scale for Atlantic coast northeast storms. *Journal of Coastal Research*, 8, 352-364.
- Guisado-Pintado, E., Malvárez, G., Navas, F. y Carrero, R. (2014): Storms based morphodynamics from wave energy dissipation for beach characterisation. *Journal of Coastal Research*, 70: 260-265.
- Masselink, G., Austin, M., Scott, T., Poate, T. and Russell, P. 2015. Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology*, 226, 76–93.
- Prieto, A., Díaz Cuevas, P., Ojeda Zujar, Guisado-Pintado, E. (2017): 50 Years of coastal erosion analysis: A new methodological approach. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 19, EGU 2017-10509-1.
- Rangel-Buitrago, N. y Anfuso, G., 2013. Winter wave climate, storms and regional cycles: the SW Spanish Atlantic coast. *International Journal of Climatology*, 33 (9), 2142-2156.
- Rodríguez, A., Ruiz, F., Caceres, L.M., Rodríguez, J., Pino, R. and Muñoz, J.M., 2003. Analysis of the recent storm record in the south western Spanish coast: implications for littoral management. *The Science of Total Environment*, 303, 189-201.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., y Miller, T.L. (2005): Digital Shoreline Analysis System (DSAS). U.S. *Geological Survey Open-File Report* 2005: 1304 p.

# Efecto de los espigones transversales en la dinámica de las playas disipativas con barras: Ejemplo de Matalascañas, Huelva.

# *Effect of transversal groins on dissipative barred beach dynamics: a study case in Matalascañas beach, Huelva.*

# M. Sedrati<sup>1</sup> y J.A. Morales<sup>2</sup>

1 Géosciences Océan UMR CNRS 6538, Université Bretagne Sud, Campus de Tohannic, 56017 Vannes - France. mouncef.sedarti@univ-ubs.fr 2 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Avenida 3 de marzo, s/n. 21007 Huelva, España. jmorales@uhu.es

**Resumen:** Numerosos estudios en playas disipativas con barras en entornos de régimen meso y macromareal se han centrado en la movilidad de las barras tanto lateral como longitudinalmente. Por menos que el impacto de las estructuras de defensa costera (rompeolas, espigones, malecones) en la morfodinámica de estas barras ha recibido mucho menos atención y los estudios experimentales en el campo de estos ambientes son escasos. El objetivo de este trabajo es contrastar bajo varias condiciones hidrodinámicas el comportamiento de una playa natural y otra protegida por peines de espigones transversales. Este trabajo presenta datos hidrodinámicos y morfológicos de un experimento de campo que abarca 10 días en la playa de Matalascañas, una playa mesomareal con un tramo protegido y otro natural en la costa suroeste de España. Bajo condiciones de baja energía, la migración hacia tierra de la barra en el área protegida fue más importante que el área no protegida. Al mismo tiempo, una clara migración longitudinal de la barra también fue observada en la zona no protegida con la ausencia de este proceso en la zona protegida durante algunas mareas energéticas. Los resultados sugieren que la movilidad de barra longitudinal puede ser mitigada por la presencia de espigones, que favorecen la migración de las barras hacia tierra a la vez que minimizan su movilidad en el sentido longitudinal.

Palabras clave: Playa disipativa, dinámica de barras, espigones, Matalascañas, Huelva.

**Abstract:** Several studies on barred beaches in settings with mesotidal to macrotidal regimes have focused on crossshore and alongshore bar mobility. However, the role of coastal defense structures (breakwaters, groins, seawalls) on bar-trough systems morphodynamics have received more much less attention. The main aim of this paper is to highlight the contrasting behavior of a natural and protected barred beach under several hydrodynamics conditions. This paper presents detailed hydrodynamic and morphological data from a field experiment undertaken in Matalascañas beach, a mesotidal protected vs natural barred beach in the Southern Spanish coast. The non-protected beach shows a less pronounced bar-trough system than the protected zone. Under low energy conditions, onshore bar migration rate in the protected area was more important than the non-protected area. This migration was associated with an onshore sediment transport, resulting from the erosion of the bar's seaward slope. In the same moment, a clear longshore bar migration was observed in the non-protected zone. During few energetic tides, the protected and non-protected zones show a flattening bars processes. The findings of the present study suggest that cross-shore vs longshore bar mobility may even be mitigated by the presence of the groins, which favor onshore than longshore bar migration. **Key words:** Dissipative beach, bar dynamics, groins, Matalascañas, Huelva.

## INTRODUCCIÓN

Las playas con barras intermareales suelen aparecer sistemáticamente a lo largo de costas arenosa de baja pendiente sujetas a olas de *fetch* corto y con regímenes de marea que pueden ser muy variados, oscilando desde micromareal (Dawson *et al.*, 2002; Sedrati et al. 2009), mesomareal (Mulrennan ,1992 ; Houser et Greenwood, 2005), macromareal (Masselink and Anthony, 2001; Sedrati and Anthony, 2007) hasta megamareal (Levoy *et al.*, 2000, Anthony *et al.*, 2004). Estas barras intermareales se encuentran generalmente en costas caracterizadas por una energía débil a moderada y un viento dominante de procedencia variable (*offshore* ou *longshore*). La ola, a través de los procesos de *swash*, *surf* y *shoaling*, es el factor más importante, tanto en la génesis de las barras, como de su movilidad (Kroon and Masselink, 2002). Las corrientes de marea longitudinales o aquellas que son forzadas por los vientos laterales pueden causar una movilidad longitudinal de estas barras (Sedrati, 2006; Sedrati and Anthony 2007). No obstante, el impacto de las obras de protección costera (diques, espigones y rompeolas) sobre la dinámica de estas barras permanece muy mal estudiado y son raros los estudios interesados en la relación entre obras transversales (Sedrati et al, 2008, 2009) o los diques (Sedrati and Anthony 2009, 2013). El objetivo de este artículo es presentar un estado comparativo de comportamientos hidrodinámicos contrastados de una playa natural con barras y una playa con barras protegida con espigones bajo las mismas condiciones de clima marítimo, a fin de determinar los impactos de las obras longitudinales de protección sobre la morfodinámica a corto plazo de una playa disipativa con barras en un entorno mesomareal.

# LUGAR DE ESTUDIO

La playa de Matalascañas está situada entre el estuario del Guadalquivir, al este y lel estuario de los ríos Tinto y Odiel al oeste (Fig. 1) y es limítrofe con el Parque Nacional de Doñana. Se trata de una playa fuertemente antropizada con una urbanización que se extiende sobre 5 Km en la zona de *backshore*. A fin de preservar las infraestructuras turísticas se construyeron sobre esta playa unos 20 espigones de roca en los años 80 (Fig. 1).



FIGURA 1. Localización de la playa de Matalascañas al este del golfo de Cadiz. Nótese la urbanización que se extiende sobre unos 5 Km Los números 1 a 4 identifican los 4 primeros espigones instalados en el comienzo NW de la playa. P1, P2 et P3 presentan el emplazamiento de los tres perfiles topográficos estudiados en este trabajo.

La playa de matalascañas se orienta en dirección NW-SE y es de régimen mesomareal, con un rango medio de marea de 2 m. Está sujeta a una ola dominante procedente del W a SW con una altura significativa (Hs) en torno a los 0,4 m. En cuanto a las olas más energéticas, provienen del sector SE y pueden alcanzar una altura significativa Hs superior a 3,8 m durante los temporales de levante (Morales et al., 2008). Los vientos dominantes vienen del SW (en torno al 22,5 % del año). Los vientos procedentes del NW (18,5 %), del NE (12 %) y del SE (14 %) son también significativos (Borrego et al, 2004).

#### METODOLOGÍA

A fin de comprender la diferencia morfodinámica de las barras inmareales entre la zona natural y la zona protegida de la playa de Matalascañas, se realizó una campaña de medidas topográficas e hidrodinámicas sobre tres sectores de esta playa, entre el 25 de abril al 6 de mayo de 2016 bajo condiciones de clima marítimo variables. Tres perfiles topográficos se levantaron diariamente (P1= Zona natural al NW, P2= Zona protegida, P3= Zona natural al SE) durante este periodo (Fig. 1). Tres sensores de presión de medida de oleaje (*wave-gauges*) no direccionales se instalaron en la zona baja de la zona intermareal de cada perfil. Los datos de ola direccional y de corrientes se midieron con el empleo de un correntímetro-ológrafo (*Aquadopp*) en la base del perfil P1 durante los 5 primeros días de la campaña, mientras que los tres últimos días se instaló en la parte baja del perfil. Los datos de olas en zonas externas a la playa, así como los datos de viento fueron obtenidos de la página web de Puertos del Estado, www.puertos.es (punto SIMAR 5035021 frente a Matalascañas).

# RESULTADOS

La campaña de medida se desarrolló bajo condiciones variables de clima marítimo. El viento fue muy variable, así en dirección como en velocidad durante la primera fase de medida (del 25 al 29 de abril). Las olas llegaron desde el WSW con un máximo de altura de 0,9 m durante el 29 de abril. La segunda fase de medida (del 3 al 6 de mayo) se caracterizó por olas procedentes del S, con Hs media de 0,6 m (Fig. 2).



FIGURA 2. Condiciones de clima marítimo durante la campaña de medida: olas (arriba) y vientos (abajo).

Velocidad y dirección de las corrientes fueron registradas durante seis mareas en la primera fase (perfil P1, zona natural) y cinco mareas en la segunda fase (perfil P2, zona protegida) (Fig. 3). Las corrientes son bidireccionales en las dos zonas. Éstas muestran una tendencia longitudinal a la playa en la zona natural, mientras que en la zona protegida por los espigones es mayoritariamente transversal como efecto de canalización de las infraestructuras. En el sector natural, la corriente pasa a rer unidireccional cuando el viento supera los 5 m/s (mareas 2, 4 y 5). Esto refleja la sensibilidad relativa de la zona natural al efecto del viento al contrario que la zona protegida. Los datos de ola en la base de los perfiles P1 y P2 (no presentados en este artículo) muestran una similitud de las alturas significativas medidas en cualquiera de las condiciones meteorológicas estudiadas. Este hecho demuestra que la diferencia hidrodinámica mayor entre los dos sectores reside en la diferencia de las corrientes (velocidad y dirección) y no en los parámetros dimensionales de la ola.



FIGURA 3. Medidas de los parámetros de corrientes en el nivel bajo de la playa en los dos sectores P1 (trazo negro) y P2 (trazo discontinuo) durante esta campaña de medidas. Arriba los niveles de agua, en el centro la velocidad de las corrientes y abajo la dirección de corriente.

El estado topográfico inicial de los tres sectores de estudio (perfiles del 25 de abril) muestra un contraste morfológico significativo (Fig. 4). El sector NW de la playa (P1) presenta un perfil disipativo, desprovisto de barras intermareales, mientras que el sector protegido (P2) muestra la presencia de una barra pronunciada del tipo « barra de ola » según los criterios de Kroon y Masselink (2002), con una longitud de en torno a los 40 m. El sector natural al SE muestra la presencia de tres barras, una de ellas desdoblada en el sector central del *foreshore*.

La evolución morfológica de los tres sectores entre el 25 y el 29 de abril muestra diferentes comportamientos entre los sectores estudiados (Fig. 4).

En el sector P1 experimenta el rápido desarrollo de una barra intermareal que migra hacia tierra durante las condiciones de tiempo calmado que existieron hasta el 27 de abril, destacando la presencia de un canal de resaca en el centro de la misma. El paso a condiciones agitadas el 28 de abril condujo a una importante migración longitudinal de esta barra y su canal de resaca. La barra se aplana con el relleno del surco situado en la zona superior del *foreshore*.

El sector protegido (P2) muestra una migración transversal de más de 10 m hacia la parte superior de la playa de la barra situada entre los dos espigones. El

paso a condiciones energéticas del día 28 de abril se salda con un aplanamiento de la barra a la vez que continúa su migración hacia tierra. El surco situado en la parte alta del *foreshore* es igualmente colmatado por este evento.

El sector P3 con tres barras pronunciadas muestra una estabilidad relativa de las dos primeras barras del peerfil (parte alta del *foreshore*). La barra de la base del perfil, estable los primeros días migra hacia arriba a una velocidad regular cercana a los 8 m/día a la vez que gana altura de cresta. Cuando se pasa a condiciones agitadas continúa la migración, aunque el ritmo de subida baja a 2 m/día.



FIGURA 4. Superposición de los perfiles topográficos levantados entre el 25 y el 29 de abril en los sectores P1 (arriba), P2 (central) y P3 (abajo).

Los tres últimos días de esta campañas (del 3 al 6 de mayo), no presentados en este artículo, muestran la misma tendencia evolutiva en los tres sectores. El sector P1 permanece relativamente estable, el sector P2 experimenta la llegada efimera a la parte alta de la playa, mientras que el sector P3 experimenta una reactivación del ritmo de subida de la barra inferior a la vez que se activa la segunda de las barras con las pleamares vivas al aumentar en esta zona el tiempo de residencia de la batida sobre la misma.

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Durante esta campaña de medidas, los tres sectores presentan barras intermareales del tipo « barra de oleaje », durante la actuación de una morfodinámica ligada principalmente a los procesos de batida del oleaje (Kroon and Masselink, 2002) y el tiempo de residencia de estos procesos en relación con la migración vertical de ésta durante los ciclos de marea (Masselink and Anthony, 2001; Anthony et al. 2004). El sector NW muestra una una sensibilidad importante a las corrientes con una movilidad longitudinal de las barras y sus canales de resaca hacia el SE. El sector SE (P3), lejano al impacto de los espigones, pero situado tras los mismos respecto a la deriva litoral, desarrolla tres barras pronunciadas y muestra, sin embargo una clara dinámica transversal. Se necesitará más investigación con medidas sobre el terreno para comprender bien esta diferencia dinámica, aunque se intuye que podría estar relacionada con la diferencia de orientación de estos dos sectores de playa respecto a la llegada de los trenes de olas.

Resulta, evidente, sin embargo, que los sectores P1 y P2, bordeados por los espigones, sienten el efecto de estas obras. Como se ha descrito, la dinámica sedimentaria principalmente longitudinal en el sector P1 se manifiesta por una migración longitudinal de las barras hacia el SE. La deriva litoral y las corrientes longitudinales unidireccionales forzadas por los vientos, inducen en movimiento del sedimento en este sentido, y en consecuencia se produce la migración de las barras. Este proceso puede verse perturbado por la obturación ejercida por el primero de los espigones situado justo 120 metros al SE del perfil estudiado. El sector situado entre los espigones no muestran una movilidad longitudinal de las barras (alimentación sedimentaria) y retrabajan continuamente los stocks de sedimentos locales. La forma en la que esto tiene lugar es la movilidad transversal de las barras bajo el control de los procesos ligados a la batida de las olas. Así, puede observarse un modo de funcionamiento estrictamente vertical, con una migración hacia tierra de las barras y una destrucción de las mismas bajo condiciones de fuerte agitación,. Esta situación hace que estos sectores sean más frágiles y vulnerables a la erosión que los sectores no protegidos, que se benefician del aporte sedimentario longitudinal.

El sector P3 es el testimonio concreto de un área donde el equilibrio entre los procesos longitudinales y transversales participa en el mantenimiento de un perfil de playa dinámico pero estable desde el punto de vista sedimentario.

La presencia de estas obras de protección más allá de su impacto sobre la morfodinámica de este tipo de barras de playa debe ser reconsiderada. Los espigones en su estado actual no son funcionales y no contribuyen a la recarga sedimentaria de estos tramos de playa.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado con la inestimable ayuda de Charlotte Delatour, quien participó en el levantamiento topográfico diario de los perfiles de playa. Agradecemos al Excmo. Ayuntamiento de Almonte su colaboración en este proyecto, facilitando los permisos para el estudio y a los agentes del puesto de la Guardia Civil de Matalascañas la vigilancia de los equipos que fueron instalados en la playa durante el periodo de medida.

#### REFERENCIAS

- Anthony, E. J., Levoy, F. y Monfort, O., 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology*, 208, 73-100.
- Dawson, J. C., Davidson-Arnott, R. G. D. et Ollerhead, J., 2002. Low-energy morphodynamics of a ridge and runnel system. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 198-215.
- Kroon, A. y Masselink, G., 2002. Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England. *Marine Geology*, 190, 591-608. [J]]
- Houser, C y Greenwood, B., 2005. Profile response of a lacustrine multiple barred nearshore to a sequence of storm events. *Geomorphology*, 69, 118-137.[55]
- Masselink, G. y Anthony, E. J., 2001. Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 759-774.
- Morales, J.A., Borrego, J., Jiménez, I., Monterde, J. y Gil, N., 2001. Morphostratigraphy of an ebb-tidal delta system associated with a large spit in the Piedras Estuary mouth (Huelva Coast, Southwestern Spain). *Marine Geology* 172, 225– 241.
- Morales, J.A., Borrego, J., San Miguel, E.G., Lopez-Gonzalez, N., Carro, B. 2008. Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews* 27, 734–746.
- Mulrennan, M.E., 1992. Ridge and runnel beach morphodynamics: an example from the Central East Coast of Ireland. *Journal of Coastal Research*, 8, 906-918.
- Sedrati, M. y Anthony, E. J., 2007. Storm-Generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine Geology*. 244, 209-229.
- Sedrati, M. Ciavola, J. Reyns, C. Armaroli, V. Sipka., 2009. Morphodynamics of a microtidal protected beach during low wave-energy conditions. *Journal* of Coastal Research, 198-202.

# Tasas de erosión en las playas de Andalucía: el efecto de infraestructuras costeras longitudinales y urbanización

# Beach erosion rates along Andalusian beaches: the effect of sea-defense infrastructures and built-up coastal areas

# A. Prieto, M.P. Díaz, J. Ojeda y J.I. Álvarez

Dpto. Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ Doña María de Padilla s/n 41002 (Sevilla). E-mail: pcampos@us.es, pilard@us.es, zujar@us.es, jalvarez2@us.es

**Resumen:** La presencia de infraestructuras antrópicas (tanto longitudinales como transversales) y la urbanización en contacto con las playas expuestas supone la modificación de la dinámica litoral, imposibilitando el ajuste del perfil de estas al oleaje. Este trabajo presenta la distribución de estos elementos a lo largo de las playas expuestas del frente costero andaluz para el período 1956-2011, analizando el comportamiento de las tasas de erosión en un período reciente (2001-2011) de los tramos afectados por los mismos y su comparación con el período anterior (1977-2001). El *proxy* utilizado para el cálculo de erosión (límite interno del *backshore*) proporciona un alto porcentaje de playas estables que, observando el período precedente, revelan un comportamiento mayoritariamente erosivo (causa de la construcción de infraestructuras) o una disminución de los procesos de acumulación (déficit sedimentario). De ello se deduce una alta vulnerabilidad de estos tramos a pesar de la "estabilidad" que refleja el proxy utilizado para el último período.

Palabras clave: infraestructuras costeras, urbanización, erosión de playas expuestas, Andalucía.

**Abstract:** Sea-defense infrastructures (both longitudinal and transversal) and built-up areas in contact with exposed beaches along the Andalusian coast generate the modification of coastal dynamics and unables the adjustment of the beach profile to wave action. This paper presents the distribution of sea-defense infrastructures along the exposed beaches in Andalusian coast during the period 1956-2011, by analyzing the recent behavior (2001-2011) of sections affected by coastal defense infrastructures and changes of the erosion rates in relation with the precedent period (1977-2001). The proxy used for erosion rates calculation (inner limit of backshore) causes a high percentage of stable beaches which, observing the preceding period, shows a mostly erosive behavior (the reason for the construction of infrastructure) or a decrease in the accretion rates (reflecting a sedimentary deficit). Despite the "stability" of these sections in the recent period caused for the proxy used, these are the sections with high vulnerability.

Key words: Coastal infrastructures, built-up areas, exposed beaches erosion rates, Andalusia

# INTRODUCCIÓN Y OBJETIVO

En Andalucía se ha observado un claro aumento de las playas afectadas por la presencia de alguna construcción antrópica (inmueble o infraestructura) entre 1956 y 2011, especialmente en la fachada mediterránea, donde el alto valor de inmuebles e infraestructuras elevan exponencialmente la vulnerabilidad ante los procesos erosivos costeros (Villar y Ojeda, 2012; Prieto, 2017).

Esta creciente presión antrópica supone un progresivo proceso de artificialización del frente costero y, con ello, de la línea de costa. Dicho proceso impide la correcta y natural oscilación de la misma, teniendo influencia directa sobre los cálculos de tasas de erosión según el criterio o *proxy* utilizado.

En estos casos, las tasas de erosión reflejan un comportamiento estable, forzado por la presencia de infraestructuras. Por ello, se hace necesario un análisis retrospectivo de dichas zonas para observar la tendencia evolutiva anterior al proceso urbanizador.

Por todo ello, el objetivo general de este trabajo consiste en cuantificar la evolución de la presencia antrópica (inmuebles o infraestructuras) sobre las playas y dunas costeras en Andalucía para el período 1956-2011, así como evaluar el comportamiento de los procesos erosivos en estos tramos litorales para los períodos 1977-2011 y 2001-2011.

#### ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se centra exclusivamente en las playas expuestas en contacto con alguna construcción antrópica en 2011 (Fig. 1), excluyéndose de este análisis aquellos tramos con playas desaparecidas por la implantación de algún tipo de construcción de primer nivel (por ejemplo, puertos).

En la actualidad, de los 640 km de playas expuestas en Andalucía, 240 km (37,5 % del total) se encuentran alteradas por la presencia de alguna construcción, ya sea inmueble o infraestructura. Estas se concentran mayoritariamente en la fachada mediterránea (202 km suponiendo un 53% del total de playas), mientras en la fachada atlántica solo están afectadas 38 km (15% de las playas de esta vertiente).



FIGURA 1: Ámbito de estudio.

# FUENTES Y METODOLOGÍA

Las fuentes y metodología se estructuran en función de los objetivos planteados:

#### 1.- Cuantificar la presencia de construcciones (inmuebles o infraestructuras) sobre la plava y duna costera para el período 1956-2011.

Fuentes: (i) Ortofotografía de 1956-1957 (Vuelo Americano), pancromático y resolución espacial de 1 m., facilitada por la Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM). (ii) Ortofotografías de 1977-1983 (Vuelo IRYDA), pancromático y con 0.5 m. de resolución espacial, facilitada por la REDIAM. (iii) Ortofotografía de 2001-2003, de similar resolución espectral y espacial que la anterior, facilitada por el IECA. (iv) Ortofotografía de 2010-2011, realizada en color (RGB + IRC) y con una resolución espacial de 0.5 m, facilitada por el Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA).

Metodología: se basa en la fotointerpretación de la presencia de inmuebles e infraestructuras en contacto o sobre la playa a partir de las fuentes de datos de referencia, y digitalización (a escala 1:2.500) mediante el uso del software propietario ArcGis 10.3.

#### 2.- Evaluar el comportamiento de los procesos erosivos en estos tramos litorales para los períodos 1977-2011 y 2001-2011.

Fuentes: dada la escasa calidad geométrica y radiométrica de la Ortofotografía de 1956-1957, se ha optado por su exclusión en el proceso de cálculo de tasas de erosión. Por ello, las fuentes de datos utilizadas son las Ortofotografías de 1977-1983, 2001-2003 y 2010-2011, anteriormente comentadas.

Metodología: el proceso metodológico seguido tiene 2 fases:

• Fotointerpretación y digitalización del proxy que se utilizará como indicador de línea de costa: en este caso se utiliza el más recomendado por la bibliografía especializada (Del Río, 2007; Ojeda,

2015; Prieto, 2017) para los análisis a medio-largo plazo (límite playa alta -backshore-/duna costera foredune-, pie de acantilado o infraestructura).

Cálculo de tasas con la herramienta DSAS (Digital Shoreline Analysis System): este software, desarrollado por el U.S. Geological Survey, es ampliamente utilizado en la bibliografía específica (Thieler et al., 2009). Para el presente trabajo se ha utilizado un muestreo espacial equidistante de 50 m. para toda la zona de estudio. Para el cálculo se utilizará la tasa de cambio anual o End Point Rate -EPR-.

#### RESULTADOS

#### 1.- Cuantificación de la presencia de construcciones (inmuebles o infraestructuras) sobre la playa y duna costera para el período 1956-2011.

La Fig. 2 muestra un incremento exponencial a lo largo del período de estudio, pasando de algo más de 40 km en 1956 a casi 240 km durante el último año de estudio.

No obstante, los resultados varían según la vertiente y el período de estudio analizado. Se observa como las escasas construcciones en 1956 condicionan los resultados del período, obteniéndose primer porcentajes elevados de aumento de las construcciones sobre las playas (> 125%) pese al escaso ritmo de ocupación durante el período 1956-1977. Los datos absolutos, sin embargo, reflejan los mayores ritmos de ocupación durante el período 1977-2001, sobre todo en la vertiente mediterránea, donde se contabiliza un aumento de casi 70 km (92%) de playas con construcciones. La vertiente atlántica apenas sufre un aumento de 7 km (32%) de playas ocupadas con construcciones para dicho período.

Para el período 2001-2011 se sigue observando un ritmo importante de ocupación, destacando igualmente la vertiente mediterránea con un aumento de 60 km (42%) de playas con construcciones. La vertiente atlántica, por su parte, contabiliza un aumento de 8 km (26%) para dicho período.



FIGURA 2: Distribución y cuantificación de playas con presencia de construcciones.

# 2.- Evaluación del comportamiento de los procesos erosivos en estos tramos litorales para los períodos 1977-2011 y 2001-2011.

La Figura 3 muestra la situación en Andalucía para el período 2001-2011, reflejando una amplia mayoría de las playas tendentes a la estabilidad (un 72% del total de playas analizadas) debido a la presencia de construcciones, las cuales impiden el retroceso del *proxy* elegido. Un 19% restante manifiesta problemas de erosión, como consecuencia de la construcción reciente sobre el espacio litoral y sólo un 9% refleja procesos de acumulación, bien por la dinámica natural (sectores puntuales de la costa onubense) o por la construcción sobre la playa que hace avanzar la línea que define el *proxy*.

Sin embargo, los sectores estables para el período actual (2001-2011) arrojan datos muy significativos si analizamos su comportamiento en las tasas para el período anterior (1977-2001). El 36% de los tramos actualmente estables reflejaba un comportamiento erosivo, de los cuales el 30% ha sufrido la pérdida de la duna costera. La presencia actual de construcciones antrópicas ha impedido el retroceso del *proxy* aunque siguen siendo tramos sometidos a erosión que incidirá en la disminución de la anchura de la playa alta y media. Por otra parte, un 30% de los tramos estables actuales mostraba una tendencia acumulativa en el período anterior, ausente en el período actual. De ambos hechos se puede deducir que, a pesar de la apariencia de estabilidad que genera el *proxy* utilizado, se trataría de sectores predominantemente erosivos o con un claro déficit sedimentario, lo cual, dado el valor de las construcciones e infraestructuras expuestas, significaría un incremento de su vulnerabilidad.

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

En relación a la cuantificación de la presencia de construcciones (inmuebles o infraestructuras) sobre la playa y duna costera para el período 1956-2011, se constata una intensificación de la ocupación antrópica litoral, especialmente a partir de los años 70 en la vertiente mediterránea, ya manifestada en otros trabajos (Villar y Ojeda, 2012). En la actualidad 240 km de los 640 km de las playas expuestas de Andalucía están afectadas (un 34%), mayoritariamente en la vertiente mediterránea.

En relación al análisis del comportamiento de los procesos erosivos en estos tramos litorales para los períodos 1977-2011 y 2001-2011, se constata la importancia del cálculo para varios períodos (Del Río, 2007), revelando tendencias indetectables exclusivamente con el período actual (falsa sensación de estabilidad). Al contrastar los valores de las tasas



FIGURA 3: Tasas de erosión y estadísticos para los períodos 2001-2011 y 1977-2001.

con el período 1977-2001, para los tramos estables en 2001-2011 (un 72%), se revelan:

- Un número mayoritario de tramos presentaba tasas de erosión evidentes (casi un 36%), generando retrocesos que en el período 2001-2011 son impedidos por las infraestructuras.
- Un 30% presentaban valores positivos durante el período 1977-2001, de lo cual se deriva un actual déficit sedimentario, ya que en estos casos la progradación no está impedida por el proxy.

Por todo ello, frente a la apariencia de estabilidad del último período, los tramos que presentaban valores positivos y negativos en el período precedente marcarían las áreas más vulnerables a los procesos erosivos por el elevado valor de las infraestructuras o inmuebles construidos expuestos a la incidencia directa del oleaje.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio de Economía y Competitividad y FEDER a través del proyecto *Espacialización y Difusión Web a* escalas de detalle de indicadores de vulnerabilidad de las playas de Andalucía como recurso turístico ante los procesos erosivos (CSO2014-51994-P).

## REFERENCIAS

- Del Río, L. (2007). Riesgos de erosión costera en el litoral atlántico gaditano. Tesis Doctoral. Universidad de Cádiz, Puerto Real. 496 pp.
- Ojeda, J. (2015). Los procesos erosivos de las playas en la nueva "Ley de Costas". Reflexiones desde la geomorfología litoral. En J. Rodríguez y M. C. Núñez (Eds.), *Litoral de Andalucía. Norma y naturaleza* (1<sup>a</sup> ed., pp. 13–39). Universidad de Huelva.
- Prieto, A. (2017). Propuesta metodológica para el cálculo, explotación y difusión de líneas de costa y tasas de erosión a medio plazo (1956-2011) en Andalucía. Tesis Doctoral. Inédita. Universidad de Sevilla, Sevilla. 336 pp.
- Thieler, E. R., Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L. y Ergun, A. (2009). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0- An ArcGIS extension for calculating shoreline change. United States Geological Survey. Open-File Report 2008-1278.
- Villar, A. y Ojeda, J. (2012). El desarrollo de una base de datos espacial sobre el proceso de urbanización en el litoral de Andalucía: Indicadores del colapso inmobiliario (2004-2007-2009). En Tecnologías de la información geográfica en el contexto del cambioglobal (pp. 427-437). Madrid.

# Evolución de la línea de costa de Tazacorte entre 1964 y 2015 (La Palma, Islas Canarias).

Coastline evolution at Tazacorte between 1964 and 2015 (La Palma, Canary Islands)

# N. Marrero<sup>1</sup>, I. Montoya<sup>2</sup> e I. Alonso<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. nestor.marrero.rguez@gmail.com
<sup>2</sup> Instituto de Oceanografia y Cambio Global IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

**Resumen:** Durante las cinco décadas comprendidas entre 1964 y 2015, la línea de costa de Tazacorte (La Palma, Canarias) ha experimentado cambios muy significativos. La principal intervención antrópica en la zona fue la construcción del puerto de Tazacorte en la década de los 70. Los procesos naturales determinantes en la zona son el oleaje y la escorrentía que se produce a través del barranco de Las Angustias. Se han utilizado tres fuentes de datos diferentes: fotografías aéreas de los años 1964, 1983 y 1989 y ortofotos de 2002 y 2015, datos pluviométricos para caracterizar la escorrentía y datos de oleaje. Las fotografías aéreas fueron georreferenciadas y en todos los casos se digitalizó la línea de costa mediante el uso de ArcGIS 10.4 (ESRI). De este modo se ha cuantificado la evolución de la superfície de la playa a lo largo del tiempo, y se han relacionado los cambios espaciales observados con la creación de infraestructuras antrópicas. Los principales resultados muestran un crecimiento en la superfície de playa de aproximadamente 61000 m<sup>2</sup> en el periodo de tiempo considerado lo que representa un volumen de unos 585000 m<sup>3</sup> de sedimentos acumulados en 50 años. El avance producido en la costa de Tazacorte evidencia dos hechos principales: la dependencia de las infraestructuras humanas para la retención de los sedimentos y la importancia de la escorrentía en el aporte de material a la playa. Todo ello ha determinado que la estrecha playa de cantos y bloques heterométricos existente haya pasado a ser una amplia playa de arena y grava.

Palabras clave: Pluviometría, SIG, Geomorfología litoral, Barranco de Las Angustias, Puerto de Tazacorte.

Abstract: During the five decades between 1964 and 2015, the coastline of Tazacorte (La Palma, Canary Islands) has suffered some significant changes. The main anthropic intervention was the construction of the port of Tazacorte in the 70's. The determining natural processes in the area are the waves and the runoff that occur through the Las Angustias ravine. Three different data sources have been used: aerial photographs from 1964, 1983 and 1989 and ortophotos from 2002 and 2015, rainfall data to characterize the runoff and wave data. Aerial photographs were georeferenced and in all cases the coastline was digitized using ArcGIS 10.4 (ESRI). Thus, the evolution of the surface of the beach has been quantified and the spatial changes have been related to the creation of anthropic infrastructures. The main results show an increase in the beach surface of approximately 61000 m<sup>2</sup> in the considered time period which represents a volume of accumulated sediments around 585000 m<sup>3</sup> in 50 years. The progress made in the coast of Tazacorte shows two main facts: the dependence of the human infrastructures for the retention of the sediments and the importance of the runoff in the contribution of solid material to the beach. Those facts have determined that the boulder beach has become a wide sandy and gravel beach.

Key words: Pluviometry, GIS, Coastal Geomorphology, Las Angustias ravine, Tazacorte port.

# INTRODUCCIÓN

La construcción del puerto de Tazacorte en la isla de La Palma en la década de los setenta supuso un obstáculo para los sedimentos aportados por el barranco de Las Angustias. Esto dio lugar a la génesis de la playa de arena que se extiende a lo largo de la costa de Tazacorte (Fig. 1) y que previamente estaba constituida únicamente por cantos y bloques heterométricos que la dinámica marina era incapaz de redistribuir hacia el sur. Posteriormente, se construyen dos nuevos espigones el primero, situado al norte de la playa que limita la influencia del oleaje dominante y el segundo en la desembocadura del barranco de Las Angustias.

El objetivo del presente trabajo es analizar la evolución histórica de la línea de costa de la playa de

Tazacorte en el periodo comprendido entre el año 1964 y 2015 a partir de fotografías aéreas. Pues en este espacio de tiempo se puede observar la génesis y el crecimiento por periodos de la playa. La fotografía aérea ha permitido relacionar los cambios en la playa con la construcción y las modificaciones en el puerto de Tazacorte.



FIGURA 1. Estado actual de la playa de Tazacorte.

Asimismo, se pretende conocer las perspectivas de futuro de la playa por lo que, a tal fin, es necesario atender a la dinámica marina, los aportes fluviotorrenciales y las diferentes actuaciones antrópicas.

#### ÁREA DE ESTUDIO

Tazacorte se encuentra localizado en el extremo occidental en el norte del Valle de Aridane en la Isla de La Palma. La playa de Tazacorte (Fig. 2) constituye un punto singular en la costa ya que, por lo general, es acantilada y son las desembocaduras de los barrancos de Las Angustias y Tenisca las únicas zonas dónde los escarpes desaparecen para dar paso a una línea de costa de topografía llana. Se trata de una playa encajada por un espigón al norte y las infraestructuras del Puerto de Tazacorte al sur.



FIGURA 2. Localización del área de estudio. Fuente de la ortofoto; GRAFCAN.

Debido a la ubicación de la zona de estudio se hace necesario atender, por una parte, a las características de la costa y, por otra parte, a la dinámica de la cuenca hidrográfica de Las Angustias. Este barranco tiene su cabecera en las cumbres de la isla a 2426 m.s.n.m. en el Roque de Los Muchachos, abarcando zonas donde la precipitación llega a superar los 900 mm/año y existiendo registros en los que la precipitación superó los 200 mm en 24 horas (Máyer et al, 2016). El posee una morfología en embudo barranco caracterizada por una cabecera muy ancha con un cauce que se estrecha de forma paulatina hacia la desembocadura. Las intensas precipitaciones de escasa amplitud horaria ligadas a las borrascas del frente polar (Máyer y Marzol, 2014) que acontecen en el barranco, el fuerte desnivel y su morfología provocan que en los meses de invierno puedan presentarse avenidas súbitas (Díez-Herrero et al, 2012). La otra cuenca que desemboca en el área de estudio es la del barranco de Tenisca; no obstante, se trata de un barranco de dimensiones más reducidas en lo que al aporte de sedimentos se refiere, aunque en los meses de invierno

llega a producir una escorrentía capaz de abrir canales en la playa.

#### METODOLOGÍA

En el presente trabajo se ha realizado la digitalización de la línea de costa a partir de las fotografías aéreas de 1964, 1983, 1989, 2002 y 2015 obtenidas de GRAFCAN e IGN. Con ello se pretende conocer las variaciones en la línea de costa generadas por la construcción del puerto.

Se han calculado la superficie y el volumen del material acumulado en la playa. La superficie se ha obtenido a partir de la elaboración de polígonos usando el software ArcGis 10.4. El volumen se ha calculado usando el dato de superficie, anteriormente estimado y la profundidad de cierre según la fórmula de Hallermeier (1981) mediante el cálculo de la profundidad de cierre ( $H_c=2.28H_{sx}-68.5$  ( $H_{sx}^2/gT_e^2$ )) donde  $H_{sx}$  es la altura de ola significante que sólo se excede 12 horas al año y  $T_e$  es el periodo de ola asociado. Los diferentes parámetros marinos se han obtenido de los datos facilitados por Puertos del Estado del punto SIMAR (4006017) desde el 3 de enero de 1958 hasta el 20 de diciembre de 2016.

Los datos de pluviometría han sido obtenidos de las estaciones ubicadas en el interior de la Caldera de Taburiente gestionadas por la AEMET. Se analizan solo las precipitaciones acontecidas a partir de 1980, momento en el que las series comienzan, en unos casos, o tienen más continuidad, en otros; no obstante, en la estación C106U-Caldera de Taburiente se produce una ausencia de datos entre octubre de 1981 y agosto de 1984 y varios meses aislados entre 1998 y 2008. Los restantes pluviómetros (C104G Mirador de las Chozas, C104K, C107A Hacienda del cura, C108U Hoya Campanario y C140U Roque de los Muchachos) son totalizadores mensuales cuyos registros comienzan en la década de 1980, pero sus series tampoco son continuas.

### RESULTADOS

La fotografía aérea muestra los numerosos cambios que ha sufrido el litoral del término municipal de Tazacorte (Fig. 3). En la fotografía de 1964 se muestra una costa en la que predominan cantos y bloques al pie de paleo acantilados, aunque en años posteriores el hombre comienza a imprimir ciertos cambios sobre el territorio como la construcción de la carretera y la canalización del cauce del barranco de Las Angustias. En la década de los setenta comienza la edificación del muelle principal del puerto y ya en la fotografía aérea de 1983 se observa un avance de la línea de costa, aunque mayor importancia tendrá el acontecido en el periodo 1983-1989. Entre estos dos años se produce el crecimiento más espectacular, observándose que para 1983 se ha calculado una superficie de playa de 18500



FIGURA 3. Digitalización de las líneas de costa. Fuente de la ortofoto; GRAFCAN.

 $m^2$  y en 1989 la superficie se ha incrementado en 29700  $m^2$ , alcanzando así los 48200  $m^2$ .

A finales de la década de los noventa, ya se ha construido un nuevo espigón situado en el extremo sur del muelle principal que se adentra hacia el oeste ampliando considerablemente el espacio donde los sedimentos son retenidos. Además, también se construyen dos nuevos espigones al norte que salvaguardan la playa de los oleajes dominantes. De esa forma, se calcula un crecimiento de playa para el periodo 1989 - 2002 de aproximadamente 6500 m<sup>2</sup>. En 2015 finalizan las obras del puerto de Tazacorte y la playa alcanza una superficie de 61000 m<sup>2</sup>. El volumen de sedimentos acumulado se ha calculado a partir de la superficie anterior y la profundidad de cierre (-9,60 m) ascendiendo a un total de 585000 m<sup>3</sup> en la costa de Tazacorte. La zona de mayor crecimiento corresponde con la que se localiza en la desembocadura del barranco de Tenisca coincidiendo con el sector al norte del espigón principal.

En referencia a las precipitaciones, para el periodo 1983-1989 se localizan un total de dos episodios en los que la precipitación superó los 200 mm en 24 horas. Entre 1989-2002 y 2002-2015 encontramos registros de tres episodios para cada periodo. Siendo estos episodios los que generan, con mayor seguridad, avenidas o escorrentías que aportan cantidades significativas de sedimentos a la playa.

Finalmente, el análisis de los datos del punto SIMAR muestra un clima marítimo caracterizado por la deriva litoral que se produce hacia el sur y con un



FIGURA 4. Desembocadura del barranco de Las Angustias. En rojo se puede observar el desagüe actual del barranco.

oleaje dominante del cuarto cuadrante con alturas de ola que llegan a superar los 2 metros y periodos inferiores a 14 segundos; no obstante esto no es lo habitual, ya que en general las olas no superan el metro de altura y el periodo es inferior a 10 segundos. Los temporales se producen del suroeste con alturas que superan los dos metros. En ambos casos la afección a la playa de los oleajes dominantes y temporales es reducida por la construcción del espigón al norte y el puerto al sur respectivamente.

#### DISCUSIÓN

Varios son los factores que dan lugar a la génesis de la playa de Tazacorte. Por un lado, los episodios de lluvia intensa en los meses más húmedos que sumados a las características geomorfológicas de la cuenca provocan una importante dinámica erosiva (Máyer et al, 2016). A ello hay que añadir la canalización y el estrechamiento antrópico del barranco en sus tramos finales (Fig. 4), lo que provoca que que el agente de transporte no pierda competencia por ensanchamiento del cauce en la desembocadura.

Según Máyer et al. (2016) las descripciones realizadas en la prensa escrita entre 1950 y 2015 apuntan a avenidas con una gran cantidad de sedimentos y restos vegetales; asimismo, destacan los daños habituales en los diques y la destrucción de la carretera y el puente. El Diario de Avisos en el periódico del 24 de enero de 1970 recogía la noticia de una fuerte crecida del barranco de Las Angustias que se llevó el puente y una parte de la pista recientemente construida. El Diario de Las Palmas en su edición del 22 de enero de 1979 anunciaba que los vecinos de las Angustias estaban aislados hacía 6 días por la crecida del barranco. Este mismo periódico el 10 de diciembre de 1991 publica "otro récord del barranco de Las Angustias cuyo caudal de agua pasó por encima de la carretera en una cantidad estimada de 110.000 l/s". Por ello, no es de extrañar la rapidez con la que un alto volumen de sedimentos es desplazado hacia la costa.

Por otro lado, debemos tener en cuenta los cambios acontecidos en la costa por la construcción del puerto de Tazacorte que son determinantes para que se produzca la sedimentación. Antes de la construcción del muelle los materiales eran redistribuidos por el oleaje dominante hacia el sur, encontrándose solo cantos y bloques que formaban una playa de escasas dimensiones. Con la aparición del muelle se genera un obstáculo que será crucial para la aparición de la playa de arena. Sin embargo, parece evidente que la playa alcanza únicamente la situación de equilibrio en lo que a su crecimiento se refiere cuando cesan las obras, y que la acumulación de los sedimentos se produce cuando se realizan nuevas obras tanto al norte de la playa como en el puerto. Hecho que se pone de manifiesto con la construcción del muelle principal, que produce el mayor crecimiento de la playa por el desplazamiento interrumpido hacia el sur de los sedimentos; mientras que, las obras posteriores, siempre de menor envergadura, suponen cambios mucho menos importantes.

Las modificaciones posteriores, como la construcción del espigón norte, no suponen un crecimiento destacable en ese sector de la playa, ya que la desembocadura del barranco de Las Angustias se sitúa al sur de este espigón y los sedimentos son desplazados por la corriente longitudinal hacia el sur, aunque si se produce avance de la línea de costa en torno al dique situado en la desembocadura del barranco. El avance de la línea de costa en la playa se relaciona con la aparición de nuevas infraestructuras. Además, a pesar de que existen numerosos eventos en los que se producen precipitaciones intensas en todos los periodos estudiados, la playa crece de forma dispar, siendo el factor que explica el aumento de superficie la ampliación de infraestructuras en el puerto, incrementándose por tanto el espacio en el que se pueden retener las arenas.

Cabe destacar que el dique norte sirve de protección contra la erosión de la playa frente al oleaje dominante y, además, crea una zona de calmas donde los sedimentos más finos (limos y arcillas) quedan en suspensión fuera del alcance del oleaje y se acumulan por decantación. Limos y arcillas también son desplazados hacia el sur repitiéndose el proceso anterior en el interior del muelle, siendo el aterramiento de la bocana del puerto uno de los principales problemas de este (Sánchez, 2002).

## CONCLUSIONES

El avance de la línea de costa producido en la desembocadura evidencia dos hechos principales. El primero es la dependencia de las infraestructuras antrópicas para la retención del sedimento; por tanto, si no se generan nuevas infraestructuras al sur de la playa esta alcanzará una situación de equilibrio en referencia a su crecimiento. La segunda, la importancia de la cuenca de Las Angustias en el aporte de sedimentos durante los episodios de precipitaciones intensas, y que, el litoral del oeste de la isla de La Palma se caracteriza por escarpes de gran envergadura fruto de una plataforma litoral reducida que fomenta la erosión por la acción del oleaje y dificulta los procesos de sedimentación. Sin embargo, la construcción de las infraestructuras del puerto de Tazacorte ha generado un obstáculo que impide que los materiales procedentes del barranco de Las Angustias puedan ser

redistribuidos. Los cálculos finales nos dejan con una superficie de playa para 2015 de aproximadamente  $61000 \text{ m}^2 \text{ y}$  un volumen de sedimentos acumulados de 585000 m<sup>3</sup>.

# AGRADECIMIENTOS

Los autores de esta comunicación queremos agradecer al doctor Pablo Lucas Máyer Suárez por facilitarnos los datos de precipitación y los artículos de prensa. Así como, a Puertos del Estado por los datos para la caracterización del oleaje.

# REFERENCIAS

- Díez-Herrero, A., Génova, M., Máyer, P., Ballesteros, J.A., Becerril, L., Rubiales, J.M., Hernández-Ruiz, M., Saz, M.A., Bodoque, J.M. y Ruiz-Villanueva, V. (2012): Investigaciones dendrogeomorfológicas aplicadas al estudio de la peligrosidad por avenidas e inundaciones en el Parque Nacional de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). En A. González-Díez (coord.), XII Reunión Nacional de Geomorfología (pp. 159-162). Santander: PUbliCan Ediciones, Universidad de Cantabria.
- Hallermeier, R. (1981). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal engineering*, *4*, 253-277.
- Máyer, P. y Marzol, M. V. (2014): La concentración pluviométrica diaria y las secuencias lluviosas en Canarias: dos factores de peligrosidad. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, (65), 231-247.
- Máyer, P., Marzol, M. V., Heriberto, J., Díez-Herrero, A., Génova, M. y Saz, M. A. (2016): Análisis de los episodios de lluvia torrencial en el Parque Nacional de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias, España). En *Clima, sociedad, riesgos y* ordenación del territorio (pp. 647-656).
- Sánchez, R. (2002): Ampliación del Puerto de Tazacorte, en la isla de la Palma. Solidéz escultórica. *Cauce 2000: Revista de la ingeniería civil*, (109), 50-58.
## Erosión costera y acumulación de sedimentos en los embalses: el caso de La Concepción en la Ensenada de Marbella, Málaga.

## Coastal erosion and sediment accumulation in reservoir lakes: The case of La Concepción in the highland bay of Marbella, Málaga.

## J. L. del Río<sup>1</sup> y G. Malvárez<sup>2</sup>

1 Coastal Environment Research Group. Universidad Pablo de Olavide, de Sevilla. Carretera de Utrera Km1, CP 41013; jl.delrio@upo.es 2 Área de Geografia Física. Universidad Pablo de Olavide, de Sevilla. CP 41013; gcmalgar@upo.es

**Resumen:** La Costa del Sol, en la provincia de Málaga, albergó a mediados del S. XX el desarrollo de un agresivo modelo turístico con adversas repercusiones sobre el estado de conservación del medio físico, aunque previamente las actuaciones en las cuencas hidrográficas habían distorsionado ya los aportes sedimentarios al litoral. Desde el Siglo XIX la construcción de embalses, presas y azudes y diversas actuaciones en las cuencas hidrográficas (regulación o eliminación total del tránsito sedimentario) habría sido drástica, deteniendo la alimentación de cuantiosos volúmenes de sedimentos, la fuente sustancial de aporte a la costa.

En este artículo estudiamos el desarrollo de recurrentes medidas correctoras de estabilización de la línea de costa durante los años 70 y 80 del S. XX, relacionadas con suficiente probabilidad con la existencia del embalse de La Concepción. Los resultados permiten valorar que (i) la complejidad institucional y legal supone un fuerte obstáculo a la reactivación de los procesos sedimentarios, (ii) las tecnologías empleadas en otros casos similares son costosas y las consecuencias ambientales difíciles de evaluar y (iii) la componente litológica de los depósitos no debe ser subestimada, especialmente en ambientes tendentes a la captación de metales pesados.

Palabras clave: Embalse de La Concepción, gestión de sedimentos, erosión costera, regeneración de playas.

**Abstract:** The aggressive tourism model developed in the middle of the twentieth century in the Costa del Sol, in the province of Málaga, caused severe consequences on the conservation status of its physical environment. Because of the increase in population, several actions aimed at the exploitation of water resources through the construction of reservoir lakes and dams were conducted in Marbella's hinterland. As it is commonly agreed, the consequence of such actions in terms of the alteration of the natural sediment dynamics at watershed scale may have been severe, causing the cancellation of fluvial sediment input in littoral system.

This paper analyses the development of some corrective measures during the 70's and 80's of the twentieth century aimed at stabilising the shoreline. Beach erosion, likely related to the emplacement of La Concepción Reservoir Lake, is analysed. Results show that (i) the complexity of both the legal and institutional framework concerning the management of water resources in Spain constitutes an obstacle that hamper the re-activation of the sedimentary processes at basin scale, (ii) technologies used to re-establish the sediment circulation, as seen from some international experiences, are costly and their associated environmental effects are difficult to be assessed and (iii) the lithology of the sediment sources must be carefully considered, especially in those environments characterised by the presence of heavy minerals.

Key words: La Concepción Reservoir Lake, sediment management, coastal erosion, beach nourishment.

#### ESTADO DE LA CUESTIÓN

La Costa del Sol, en la provincia de Málaga, ha sido objeto de la implantación de un modelo de desarrollo socioeconómico desde el Siglo XVII caracterizado por una marcada heterogeneidad en la naturaleza de los usos del suelo y en el procedimiento de explotación de los recursos naturales. Su establecimiento como destino turístico de referencia a escala internacional a mediados del S. XX ha destacado entre otras actividades económicas tradicionales en la provincia, tal como la agricultura y la ganadería, y entre otras menos conocidas como la industria siderúrgica, la azucarera o la minera. Durante la segunda mitad del Siglo XX el modelo de desarrollo turístico implementado en la Costa del Sol Occidental y Oriental experimentó diferencias significativas, mostrando la comarca occidental la mayor intensidad a pesar de que el atractivo turístico era y es idéntico: excelente clima, buena calidad de las playas y diversidad en la oferta turística. La razón se fundamentó, en parte, en que la Costa del Sol Oriental disponía de mayores limitaciones en cuanto al abastecimiento de recursos hídricos a la población en comparación con la comarca occidental.

El agua ha sido tradicionalmente considerada como el recurso natural más valioso de la Costa del Sol. El control sobre los recursos hídricos dispuso de la máxima prioridad para abastecer a una creciente población residente temporal y permanente. El municipio de Marbella, considerado el eje territorial que ha liderado el desarrollo socioeconómico de la comarca occidental de la Costa del Sol, ha sido un claro reflejo de este proceso, siendo objeto de una intensa política hidráulica a mediados del S. XX en sintonía con el contexto hidrológico de España a principios de siglo (regeneracionismo hidráulico). Previamente, entre la segunda mitad del S. XIX y la primera década del S. XX, fueron construidos diversos embalses y azudes de pequeña dimensión destinados a la captación de agua para soportar las actividades económicas del momento, principalmente la siderurgia y la agricultura, las cuales han servido para desarrollar infraestructuras hidráulicas más recientes y de mayor envergadura. Las grandes actuaciones hidráulicas se llevaron a cabo tras la implantación de la industria del turismo en la comarca, materializadas en la construcción del embalse de La Concepción en el año 1971 y el Sistema de Trasvase Guadalmansa-Guadalmina-Guadaiza a La Concepción en el año 1995 (Fig. 1). Además la desaladora de Marbella, construida en el año 2005, también dispone de un sistema de vertido del agua ya tratada a La Concepción, actuando en definitiva como una cuenca artificial receptora de recursos hídricos.

Todas estas intervenciones han causado la anulación de los mecanismos de aporte sedimentario al sistema litoral (Malvárez, 1999), dada la actuación de las frecuentes correcciones de los cauces y caudales fluviales como verdaderas trampas de sedimentos terrígenos (Randle et al., 2006), materializándose en un marcado déficit de sedimentos en las playas. Como consecuencia resultan recurrentes las actuaciones de artificial, actualmente regeneración verdaderas "reconstrucciones de las playas", implicando la inversión de capital público por parte de la Administración General del Estado, proceso que puede llegar a repetirse incluso varias veces al año.

La magnitud de esta problemática muestra gran severidad en las playas de la ensenada de Marbella, especialmente en aquellas ubicadas en su flanco occidental debido, con probabilidad, a que el embalse de La Concepción se construyó en la cuenca hidrográfica de mayor superficie, interceptando por ende el cauce fluvial de mayor entidad y caudal de los que desembocan en el sistema litoral, el río Verde. Su rendimiento sedimentario potencial es muy abundante  $(\pm 294.000$  Ton. ante un evento diario de 91,8 l/m<sup>2</sup>), registrando así las mayores tasas de producción potencial de sedimentos terrígenos del resto de cuencas vertientes a la ensenada de Marbella (Del Río et al., 2015). Esto es principalmente debido a que las cuencas vertientes reúnen los requisitos esenciales para perfilarse como un escenario generador de elevadas tasas potenciales de sedimentos terrígenos por pérdida de suelo: su geomorfología, clima, vegetación y

estrategias de manejo. Las laderas se caracterizan por presentar una elevada longitud y grado de pendiente, conferidas por la cercanía de los Sistemas Béticos al nivel del mar. La textura de las partículas de suelo es mayoritariamente impermeable, dada la predominancia de suelos del tipo Cambisol, Regosol y Luvisol. El clima se caracteriza por proveer prolongados períodos de sequías junto a episodios puntuales de precipitaciones muy intensas. La vegetación es escasa y predominantemente de tipo arbustiva de bajo porte frente a boscosa, infiriendo menor protección contra la pérdida de suelo. Por último, las abundantes superficies agrícolas son manejadas con una marcada ausencia de estrategias de conservación de cultivos, tal y como refleja Panagos et al. (2015).



FIGURA 1. Contexto hidráulico del área de estudio. Elaboración propia.

La utilización de los sedimentos retenidos en los embalses para la regeneración de dichas playas puede ser la solución, puesto que de no existir tales infraestructuras el sedimento retenido hubiera servido de fuente natural de aporte y, además, la granulometría es potencialmente adecuada (arenas) para su vertido en las playas (Capelli, 1999).

En este artículo se valora si el marcado déficit de sedimentos de la Costa del Sol puede afrontarse a través de estrategias de gestión del sedimento retenido en los embalses. Esta situación es compartida con el resto de zonas costeras de la Cuenca Mediterránea y representa una clave común de la erosión costera que acusan.

### METODOLOGÍA

El análisis del paradigma de la gestión del sedimento retenido en los embalses se ha llevado a cabo a través de la revisión del marco normativo concerniente a la gestión de recursos hídricos en España y Andalucía para determinar qué instrumentos regulan la gestión de los sedimentos en los embalses. De igual forma se ha realizado un estudio de experiencia comparada internacional en este campo, a fin de presentar qué procedimientos se podrían implementar y su naturaleza.



FIGURA 2. Medidas preventivas y correctoras destinadas a la gestión de la sedimentación de embalses. Modificado de Kondolf et al. (2014).

#### RESULTADOS

El Real Decreto 2130/2004, de 29 de octubre, estableció el traspaso de funciones sobre el aprovechamiento de los recursos hídricos en cuencas hidrográficas intracomunitarias de la Administración General del Estado a las Comunidades Autónomas, definiéndose de este modo la entidad responsable de gestionar la red hidrográfica del área de estudio.

La cuenca hidrográfica del río Verde, así como el embalse de La Concepción, pertenecen a la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas, y su gestión compete a la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía. El análisis del Plan Hidrológico de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas evidencia la ausencia de instrumentos legislativos específicos que regulen la problemática de la sedimentación en los embalses. Este fenómeno es vagamente contemplado además en materia de seguridad por el Real Decreto 9/2008, de 11 de enero, encargado de la regulación de la seguridad de presas y embalses, el cual únicamente menciona, en este contexto, la necesidad de controlar los procesos de deslizamientos de ladera al embalse. La Ley de Aguas de Andalucía, formulada en el año 2010 con objeto, entre otros, de preservar la calidad ambiental de las masas de agua continentales y fomentar su uso racional, tampoco aborda el sedimento como un recurso natural a gestionar en salvaguarda de la calidad de las masas de agua y de los ecosistemas acuáticos, ni tampoco la problemática asociada a la acumulación de contaminantes en los sedimentos retenidos en los embalses.

El panorama internacional muestra notables diferencias. Algunas experiencias en países como Puerto Rico o China (Morris y Fan, 1998) revelan resultados exitosos tras la aplicación de medidas de evacuación de sedimentos en embalses. Existe un amplio abanico de medidas preventivas y correctoras que pueden ser implementadas a escala de embalse (Fig. 2). Entre las preventivas es preciso destacar el control de los deslizamientos de ladera, la instalación de azudes de cola a fin de retener volúmenes de sedimentos entrantes al cuerpo del embalse y la derivación o Bypass. Las medidas correctoras se activan una vez se observa que un determinado volumen de sedimentos ha penetrado en el cuerpo del embalse, destacando entre ellas la evacuación mediante la apertura de las compuertas superiores o Sluicing, evacuación de corrientes de densidad o Venting, el dragado y la evacuación de sedimentos de fondo por presión de la columna de agua o Flushing. Algunos de ellos son aplicados exitosamente en el sector privado español de aprovechamiento de recursos hídricos, caso por ejemplo de los embalses gestionados por la compañía Endesa Generación S.A (Palau-Ybars, 2002), amparado en causas estrictamente económicas ante la pérdida de rendimiento energético en los embalses.

### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La detección de reservorios de sedimentos *offshore* susceptibles de ser explotados económicamente para su utilización, entre otros propósitos, en la regeneración artificial de las playas, constituye un aspecto de suma actualidad considerando la grave problemática de erosión costera que acusan las zonas costeras de la Cuenca del Mediterráneo.

También envuelve un gran secretismo, destinándose a este objeto diversas iniciativas de investigación lanzadas por la Comisión Europea, caso del Proyecto OURCOAST entre otros.

En este contexto, la incorporación de la filosofía de explotación de depósitos sedimentarios terrígenos retenidos en los embalses en los instrumentos de gestión de los recursos hídricos podría ser interesante. La Costa del Sol fue objeto durante los años 90 de regeneraciones para la estabilización de la línea de costa, algunas de las cuales fueron sumamente desacertadas, como por ejemplo la utilización de sedimentos de cantera como el talco, de baja resistencia a la incidencia de los temporales, o de sedimentos arcillosos, generando la compactación de las playas y el desagrado de los turistas (Malvárez, 2012), filosofía que perdura este año (2017) mediante la incorporación de dragados fluviales. El sedimento retenido en los embalses, por el contrario, no ha sido considerado en estas pautas de actuación. La causa se desconoce, si bien podría fundamentarse en una cuestión económica y ambiental. De las experiencias cosechadas en Puerto Rico y China es posible extraer que este tipo de actuaciones resultan muy costosas y dependen ampliamente de la litología y composición de los sedimentos terrígenos. Este último aspecto se prevé especialmente sensible en el caso de estudio, dada la presencia de un importante afloramiento de peridotitas situado parcialmente sobre una superficie potencialmente erosiva debido a su litología impermeable, elevada orografía y escasa cobertura vegetal. Las peridotitas son muy abundantes en y piroxenos, olivinos metales pesados muy contaminantes. Esta particularidad puede haber inferido a los sedimentos retenidos en La Concepción de una composición química problemática para su posterior reutilización. No obstante España ya dispone de experiencia en este tipo de procedimientos, tal es el caso de la descontaminación del embalse del Flix en Tarragona, llevado a cabo recientemente por la empresa AcuaMed, adscrita a la Administración General del Estado. Esta actuación se ha valorado en una cuantía de 190 millones de euros y pretende conseguir la descontaminación de un volumen total de 1 hm<sup>3</sup> (10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>) de lodos tóxicos, equivalente aproximadamente al volumen destinado a la alimentación de las playas de Marbella durante 10 años (año 2006: 84.000 m<sup>3</sup> según el M.A.G.R.A.M.A).

La experiencia internacional revela la existencia de procedimientos accesorios a la localización de reservorios *offshore* para su reubicación en las playas. A pesar de los severos impedimentos económicos y ambientales, resultaría conveniente la realización de estudios que aporten mayor claridad a este planteamiento. Los instrumentos de gestión de los recursos hídricos a escala nacional y regional muestran un claro desinterés en la consideración de este paradigma conceptual, optándose en su lugar por la aplicación de medidas más sencillas y directas, tal como el abandono de las infraestructuras hidráulicas una vez éstas han sucumbido a la colmatación de sedimentos, caso del embalse de Robledo de Chavela (Madrid) en el año 2014, entre otros.

#### REFERENCIAS

- Capelli, M.H. (1999): Damn Sand Rights: Removing Rindge and Matilija Dams. En: Proceedings of Sand Rights '99: Bringing Back the Beaches, California Shore and Beach & Coastal Zone Foundation (L. Ewing, O.T. Magoon y S. Robertson, eds.). American Society of Civil Engineers, California, 233-244.
- Del Río, J.L., Malvárez, G., Navas, F. (2015): Aportes sedimentarios fluviales en el sistema litoral y su importancia para la gestión de costas: el caso de la ensenada de Marbella. *Geotemas*, 15: 165-168.
- Kondolf, G.M., Gao, Y.X., Annandale, G.W., Morris, G.L., Jiang, E.H., Zhang, J.H., Cao, Y.T., Carling, P., Fu, K.D., Guo, Q.C., Hotchkiss, R., Peteuil, C., Sumi, T., Wang, H.W., Wang, Z.M., Wei, Z.L., Wu, B.S., Wu, C.P., Yang, C.T., 2014. Sustainable sediment management in reservoirs and regulated rivers: experiences from five continents. *Earth's Future* 2 (5): 256-280.
- Malvárez, G. (1999): Procesos morfodinámicos litorales de la Costa del Sol. En: *Elementos del paisaje de la provincia de Málaga* (J.M. Senciales y E. Ferre, eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga, 169-229.
- Malvárez, G. (2012): The History of the Shoreline Stabilisation on the Spanish Costa del Sol. En: *Pitfalls of Shoreline Stabilisation: Selected Case Studies* (A. Cooper y J. Pilkey, eds.). Springer Netherlands, 235-249.
- Morris, G.L., Fan, J. (1998): Reservoir Sedimentation Handbook. Design and Management of Dams, Reservoirs and Watersheds for Sustainable Use. McGraw-Hill Book Company, New York, 805 p.
- Palau Ybars, A. (2002): La sedimentación en embalses: Medidas preventivas y correctoras. En: Actas del I Congreso de Ingeniería Civil, Territorio y Medio Ambiente (Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, ed.). Madrid, 847-856.
- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Van-der-Zanden, E.H., Poesen, J., Alewell, C. (2015): Modelling the effect of support practices (P factor) on the reduction of soil erosion by water at European scale. *Environmental Science & Policy*, 51: 23-34.
- Randle, T.J., Yang, C.T., Daraio, J. (2006): Erosion and Reservoir Sedimentation. En: Managing Water in the West. Erosion and Sedimentation Manual (United States Department of Agriculture, ed.). Technical Service Center, Bureau of Reclamation, Colorado,2.1-2.9.

# Cartografía de la probabilidad de inundación como consecuencia de la subida del nivel medio del mar en Punta Umbría, Huelva.

Mapping the probability of inundation due to sea level rise in Punta Umbría, Huelva.

## J. I. Álvarez-Francoso<sup>1</sup>, P. Fraile-Jurado<sup>1</sup> y J. Ojeda-Zújar<sup>1</sup>

1 Departamento de Geografía Física y A.G.R. Universidad de Sevilla, Universidad de Sevilla 41004. jalvarez2@us.es

**Resumen:** En este trabajo se calcula la probabilidad de incremento de los procesos de inundación permanente por la pleamar como consecuencia el actual fenómeno de subida del nivel del mar en el núcleo urbano de Punta Umbría. Este cálculo requiere de un proceso de modelado de diferentes variables espaciales. En primer lugar, la estimación de las tendencias locales de cambios del nivel del mar y su relación con el fenómeno global, a través de los registros del mareógrafo de Huelva. En segundo lugar, la definición de una serie de escenarios locales en los que se combinen los resultados del análisis anterior con diferentes escenarios climáticos futuros. En tercer lugar, se implementa el análisis espacial del cálculo de la probabilidad de inundación futura para cada escenario sobre un modelo digital de elevaciones LiDAR de alta precisión vertical (0,1 m) y resolución espacial (1 m), obteniéndose, entre otros resultados un mapa en el que el valor de cada celdilla representa la probabilidad de que dicha celdilla se ve inundada por la pleamar a finales del siglo XXI. Los resultados obtenidos evidencian que la extensión del área inundable se incrementará significativamente independientemente del escenario climático a finales del siglo XXI. Por otra parte, se identifican amplias diferencias entre los escenarios de emisiones más pesimistas y los más optimistas.

Palabras clave: Subida del nivel del mar, probabilidad, cartografía, modelo digital de elevaciones, inundación.

Abstract: The aim of this work is to calculate the probability of permanent inundation by high tide as a consequence of the current phenomenon of sea level rise in the urban core of Punta Umbría. This calculation requires to model different spatial variables. First, the estimation of the local trend of the sea level changes and their relation to the global phenomenon, through the records of the Huelva tide gauge. Second, the definition of local scenarios of sea level rise by combining the results of the previous analysis with different future climate scenarios. Third, the spatial analysis of the calculation of the future flood probability for each scenario is implemented on a digital model of elevations LiDAR with high vertical precision (0.1 m) and spatial resolution (1 m), obtaining among other results a map in which the value of each cell represents the probability that the cell is flooded by high water at the end of the 21st century. The results show that the extension of the inundated area will increase significantly regardless of the climatic scenario at the end of the 21st century. On the other hand, large differences are identified between the most pessimistic and the most optimistic emission scenarios.

Key words: Sea level rise, probability, mapping, digital elevation model, inundation.

## INTRODUCCIÓN

La mayor parte de los análisis espaciales sobre el incremento de los procesos de inundación asociados a la subida del nivel medio del mar se han centrado en dos metodologías básicas: por una parte, el uso de índices relativos, como el CVI (Gornitz et al., 1994, Ojeda et al., 2009) basados en la valoración local de parámetros relativos a la exposición de la costa a la subida del nivel del mar; por otra, el empleo de modelos digitales de elevaciones (MDE) para comparar las altitudes de la superficie emergida con las expectativas futuras de subida del nivel del mar, identificando las zonas inundables (Gesch, 2009) o variables temporales derivadas directamente de estas (Fraile-Jurado y Leatherman, 2016).

La primera aproximación únicamente permite distinguir entre las zonas más expuestas de cada sector costero objeto de análisis, mientras que la segunda es un análisis absoluto basado que permite identificar qué celdillas son vulnerables a la subida del nivel del mar y qué celdillas no lo son, obteniéndose por tanto un resultado dicotómico. La segunda aproximación se basa en la comparación de las altitudes de las celdillas de modelos digitales de elevaciones (MDE) con superficies de inundación definidas por los registros locales de mareógrafos y / o escenarios de cambio global. Pese a que todos los modelos de subida del nivel del mar manejan necesariamente una incertidumbre, que queda definida por un modelo de probabilidad, es muy frecuente encontrar en la literatura especializada la consideración de un único escenario, y de un único umbral de probabilidad. Este umbral suele ser de p=0,5, ignorando el resto del espectro de probabilidades y generando una falsa sensación de certeza acerca de la ocurrencia del fenómeno analizado. De este modo, son frecuentes los análisis cartográficos que distinguen entre zonas inundables y no inundables en el futuro, sin considerar la existencia de áreas con significativos valores de probabilidad (por ejemplo, con 0.5 > p > 0.3), cuyo riesgo no aparece identificado en estos análisis y son clasificadas como "no inundables" (Gesch, 2009).

Frente a esta aproximación se ha planteado el cálculo de la probabilidad de inundación por celdilla como manera de abarcar todo el espectro de probabilidades (Fraile et al., 2017), permitiendo no solo describir de forma pormenorizada las probabilidades de inundación en el área de estudio, sino también abordar la primera fase del análisis común de riesgos naturales mediante la representación de la peligrosidad, al calcular la probabilidad de inundación de cada elemento de la superficie emergida.

En este trabajo se aplica el método desarrollado para el cálculo de la probabilidad de inundación por celdilla en el núcleo urbano de Punta Umbría, empleando para ello un modelo digital de elevaciones (MDE) derivado de un LiDAR.

#### DATOS

Para la elaboración de este trabajo se ha empleado un MDE generado a partir de los datos obtenidos en una campaña realizada con un sensor LiDAR en enero de 2013. Este MDE cuenta con una resolución espacial de 1 metro y una precisión vertical estimada en 10 cm (Fernández Núñez, 2017).

#### MÉTODOS

El proceso metodológico aplicado constó de las siguientes fases:

FASE 1. Identificación del nivel de inundación para  $p \ge 0.5$  a partir de los registros del mareógrafos de Huelva y los diferentes escenarios de cambio climático. De acuerdo con la bibliografía, el cálculo de inundaciones por la marea ante la subida del nivel del mar responde a la suma de dos variables: altura de la marea local sobre el cero topográfico, y subida del nivel del mar local (Fraile Jurado et al., 2014; Pugh, 2004). No obstante, y puesto que en la costa andaluza existen diferencias notables entre el cero topográfico local y el nivel medio del mar local, el cálculo de una cota de inundación futura quedaría de acuerdo a la ecuación 1:

$$Ni = NMML + SLRL + PL \quad (1)$$

Siendo:

- Ni, el nivel de inundación local a finales del siglo XXI para una p $\ge 0.5$ .

- NMML, la posición del nivel medio del mar con respecto al cero topográfico de Alicante. Este valor permite una adecuada representación espacial de los niveles del mar sobre el MDE, puesto que relaciona el nivel medio del mar local (variable espacialmente) con respecto al datum altimétrico (o cero topográfico de Alicante) a partir del cual se representan las altitudes en mapas topográficos y por tanto en los MDE. En el caso de Huelva, este valor es de 0,43 m.

- SLR, la subida del nivel medio del mar esperada a finales del siglo XXI para una probabilidad  $p \ge 0.5$ . Esta variable estima la subida del nivel del mar para cada mareógrafo a partir de la relación existente entre los cambios globales descritos por Church y White (2012) y los registros locales observados. Los datos empleados para las dos variables en el trabajo de Fraile y Fernández (2016), y son el resultado de la combinación de la tasa local de cambio del nivel medio del mar con cuatro escenarios de subida del nivel medio del mar (Tabla I).

MODELO	ESCENARIO	MEDIA	DESV.
IPCC (2013)	RCP2.6	0,40 m	0,091 m
IPCC (2013)	RCP6.0	0,47 m	0,097 m
IPCC (2013)	RCP8.5	0,63 m	0,115 m
Jevrejeva et al. (2012)	-	0,84 m	0,12 m

Tabla I. Parámetros de centralidad y desviación de los modelos y escenarios de subida del nivel medio del mar empleados.

- PL, la pleamar local para cada uno de los mareógrafos de la costa andaluza analizados. Los registros corresponden al 19 de marzo de 2011, fecha en la que se produjo una marea cercana a la más alta posible de acuerdo a la posición relativa de los cuerpos celestes (marea astronómica o *king tide*). Los valores empleados están recogidos en los repositorios de datos de Puertos del Estado y del IEO. En el caso de Huelva este valor es de 1,7 m.

FASE 2. Modificación del MDE. La tercera fase consiste en modificar el MDE de manera que la cota máxima de inundación inducida por las variables PL, SLR y NMML coincida con un nuevo valor "cero", que se correspondería con la cota altimétrica local a lo largo de toda la costa andaluza en una situación de pleamar y subida del nivel del mar con una probabilidad p = 0,5. Para ello, se sumaron las tres superficies de tendencia generadas en la fase anterior de acuerdo con la ecuación 1. La superficie resultante se restó al MDE, obteniéndose una nueva superficie en la que la altitud de cada celdilla es relativa al nivel de inundación futuro para una probabilidad de p>=0,5.

FASE 3. Cálculo de la probabilidad de inundación por celdilla. Se implementó la ecuación de la curva normal acumulada para cada uno de los cuatro escenarios considerados en cada una de las celdillas del MDE a partir de los parámetros de media y desviación típica que se muestran en la Tabla I. El resultado obtenido representa el valor de la probabilidad de



Figura 1. Distribución espacial de la probabilidad de inundación bajo el escenario RCP8.5.

inundación para cada celdilla en una situación de pleamar a finales del siglo XXI.

## **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

En la Fig. 1 aparecen representada la distribución espacial de la probabilidad de inundación bajo el escenario RCP8.5. Aunque se han elaborado análisis y mapas semejantes para el resto de escenarios empleados, por motivos de espacio únicamente se incluye este mapa en el presente trabajo. Tal y como se puede observar, las zonas con mayor probabilidad de inundación, además de la playa y de las superficies ya inundadas en la actualidad, se encuentran en el sector norte, en el que se aprecian en general probabilidades bajas de inundación, y en el extremo de la flecha litoral de Punta Umbría, donde las probabilidades son sensiblemente más altas. Este fenómeno parece explicarse por la configuración topográfica de la flecha litoral, siguiendo aparentemente las líneas de acreción de los sucesivos límites de las antiguas flechas. Más allá de este sector se observan valores altos de inundación, si bien se trata de la zona arenosa que ha crecido como consecuencia de la presencia del espigón, por lo que su vulnerabilidad es prácticamente nula.

Las estadísticas obtenidas del resto de análisis (Fig. 2 y Fig. 3) evidencian que los modelos locales de subida del nivel medio del mar elaborados a partir de los modelos de cambio climático del IPCC presentan menores expectativas de inundar amplias zonas del área de estudio, frente al de Jevrejeva et al. (2012), lo

cual resulta coherente con estudios semejantes (Fraile et al. 2017). Si bien inicialmente este fenómeno se explica como la consecuencia de la existencia de niveles de inundación sucesivamente más altos en función del escenario, resulta interesante observar cómo el área inundable según modelo de Jevrejeva en cualquier probabilidad media o alta multiplica el área inundable del resto de modelos del IPCC, pese a existir únicamente una diferencia de 0,21 m entre el modelo RCP8.5 y el de Jevrejeva et al. (2012). Esta diferencia es incluso inferior a la existente entre el RCP2.6 y RCP8.5 (0,23 m). Por lo tanto es posible concluir que las diferencias observadas entre los modelos IPCC y Jevrejeva et al. (2012) resultan críticas localmente, al distribuirse parte del núcleo urbano de Punta Umbría en torno a estos valores inundables según un modelo, pero no inundables según el resto.

Superficie inundada por escenario/modelo en Punta Umbría (uso urbano)



Figura 2. Superficie inundada por escenario con p < 0,5 y con p < 1.



Superficie inundada por escenario/modelo en Punta Umbría (uso urbano)

#### CONCLUSIONES

El método aplicado permite identificar la distribución espacial de la probabilidad de inundación en el área de estudio, verificando que se trata de una herramienta útil para el análisis de la exposición a la subida del nivel medio del mar.

El núcleo urbano de Punta Umbría, según el análisis realizado, se enfrentará a probables inundaciones en su sector suroccidental y en algunas zonas cercanas a las marismas, independientemente del escenario de emisiones o modelo climático aplicado. Este fenómeno debe ser tenido en cuenta por las autoridades con competencia urbanística para planificar cómo hacer frente a la subida del nivel medio del mar en las próximas décadas, antes de que cualquiera de los escenarios de futuro analizados llegue a producirse.

#### REFERENCIAS

- Church, J. A., y White, N. J. (2011): Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in geophysics*, *32*(4), 585-602.
- Fernández Núñez, M. (2017): Fusion of airborne LiDAR, multispectral imagery and spatial modelling for understanding saltmarsh response to sea-level rise. Doctoral thesis, UCL (University College London).
- Fraile Jurado P., y Fernández Díaz, M. (2016): Escenarios de subida del nivel medio del mar en los mareógrafos de las costas peninsulares de España en el año 2100. *Estudios Geográficos*, 77, 57-79.
- Fraile Jurado, P., Sánchez Carnero, N., y Ojeda Zújar, J. (2014): Sensibilidad del cálculo de los niveles medios del mar al método y período de las series temporales de los mareógrafos en los procesos de

inundación: Valdegrana (Cádiz). Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, (65), 59-70.

- Fraile Jurado, P., y Leatherman, S. B. (2016): Alternativas al análisis y representación cartográfica de la subida del nivel del mar sobre modelos digitales de elevaciones: el caso de Miami-Dade County (Florida, EEUU). *GeoFocus*, (17), 115-132.
- Fraile-Jurado, P., Álvarez-Francoso, J.I., Guisado-Pintado, E., Sánchez-Carnero, N., Ojeda-Zújar, J., y Leatherman, S.P. (2017): Mapping inundation probability due to increasing sea level rise along El Puerto de Santa María (SW Spain). *Natural Hazards*, 87(2), 581-598.
- Gesch, D.B. (2009): Analysis of lidar elevation data for improved identification and delineation of lands vulnerable to sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, 49-58.
- Gornitz, V.M., Daniels, R.C., White, T.W., y Birdwell, K.R. (1994): The development of a coastal risk assessment database: vulnerability to sea-level rise in the US Southeast. *Journal of Coastal Research*, 327-338.
- Jevrejeva, S., Moore, J. C., y Grinsted, A. (2012): Sea level projections to AD2500 with a new generation of climate change scenarios. *Global and Planetary Change*, 80, 14-20.
- Ojeda, J., Álvarez, J.I., Martín, D., y Fraile, P. (2009): El uso de las TIG para el cálculo del indice de vulnerabilidad costera (CVI) ante una potencial subida del nivel del mar en la costa andaluza (España). *GeoFocus*, (9), 83-100.
- Pfeffer, W.T., Harper, J.T., y O'Neel, S. (2008): Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science*, *321*(5894), 1340-1343.
- Pugh, D. (2004): *Changing sea levels: effects of tides, weather and climate.* Cambridge University Press.

# Relación entre los impactos antrópicos, el valor de la geodiversidad y la protección ambiental de las playas. El caso de la isla de Gran Canaria (España).

## Relationship between human impacts, geodiversity value and environmental protection of beaches. The case of the island of Gran Canaria (Spain).

## C. Peña-Alonso<sup>1</sup>, L. Hernández-Calvento<sup>1</sup>, E. Pérez-Chacón Espino<sup>1</sup> y J. Mangas<sup>1</sup>

1 Instituto de Oceanografía y Cambio Global, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ULPGC, Parque Científico-Tecnológico de Taliarte, Calle Miramar, 121, 35214 Telde, Las Palmas. carolina.pena@ulpgc.es

**Resumen:** Las playas son entornos muy apreciados por la sociedad, cuestión que explica su alta ocupación a nivel mundial. Esta demanda tiene consecuencias en la economía, la política local y en la dinámica natural. Se da la paradoja de que, siendo los procesos geológico-geomorfológicos el soporte de numerosas relaciones socio-ecológicas en las playas, estos no siempre son tenidos en cuenta. En este trabajo se analiza la relación entre el valor geológico-geomorfológico, el uso y la protección de la zona supra-mareal, utilizando como ejemplo las zonas costeras de la isla de Gran Canaria (España). Se han estudiado 34 playas con diferentes grados de ocupación antrópica (urbanas, semiurbanas y naturales), representativas del Archipiélago Canario. Los resultados revelan una serie de incoherencias en la gestión de las playas urbanas y semiurbanas, especialmente en las primeras. El valor geológico-geomorfológico no está suficientemente amparado por las figuras de protección y un escaso impacto antrópico. Con ello se concluye que la gestión de las playas más ocupadas no garantiza la conservación de los procesos, materiales y geoformas que las sustentan, resultando especialmente grave, dada su importancia para el sector turístico en Canarias.

Palabras clave: Geodiversidad, impactos antrópicos, figuras de protección, valor natural, gestión de playas.

Abstract: Beaches are highly valued by society, which explain their high occupancy worldwide. This demand has consequences in the economy, local politics and in the natural dynamic. The paradox is that geological-processes supporting numerous socio-ecological relationships on beaches, and they are no always consider. In this work the relationship between the geological and, geomorphological value, the use and the protection of the supratidal zone is analyzed, using as example of the coastal zones from the island of Gran Canaria (Spain). 34 beaches with different degrees of anthropic occupation (urban, semi-urban and natural) have been studied, which are representative of Canarian Archipelago. The results show a raft of incongruities in the management of urban and semi-urban beaches, especially in the former. The geological-geomorphological value is not sufficiently preserved by the official environmental protection status, and they have significant anthropic impacts. Natural beaches have a high protection and low anthropic impact. Thus, it is concluded that the management of the most frequented beaches do not guarantee the conservation of the processes, geological material, and landforms that sustain them, which is especially serious given the importance for the tourism sector in Canary Islands.

Key words: Geodiversity, human impacts, environmental protection, natural value, beach management.

## INTRODUCCIÓN

Las playas son entornos caracterizados por un elevado dinamismo. Cuestión que las hace sensibles a los cambios, ya sean éstos de origen natural o antrópico. Sus características geológicas У geomorfológicas permiten su adaptación a los cambios ambientales. Sin embargo, pueden llegar a desequilibrarse, especialmente por causas antrópicas, llegando, en ocasiones, a desaparecer (Cowell y Tom, 1995). En estos entornos costeros los procesos geológico-geomorfológicos son la base sobre la que se desarrollan las actividades de ocio y disfrute, las cuales generan importantes beneficios económicos a escala local y regional. No obstante, estas actividades producen también numerosos impactos sobre tales procesos. Previsiones para el año 2030 advierten de que el 50% de la población mundial se concentrará en

la franja costera (Neumann et al., 2015), lo que implicará una alta presión antrópica sobre las playas. En el caso de Canarias, la franja costera y las playas se han ido ocupando de manera sistemática tras el desarrollo del turismo de masas, de sol y playa, desde los años 60 del pasado siglo. Cabe considerar que la explotación de los recursos costeros en territorios insulares es más intensa, al ser éstos más limitados (Hay, 2013). De esta manera, la franja costera de ha sufrido una pérdida significativa de su geodiversidad, siendo las playas de cantos las más modificadas (también son más abundantes), aunque las de arena también han sufrido importantes alteraciones (Ferrer-Valero, 2017). El hecho de que se produzcan estos impactos, a pesar del valor que estos recursos tienen para el desarrollo turístico, hace pensar que la componente geológica-geomorfológica no se está protegiendo adecuadamente.

Considerando estos antecedentes, el objetivo de este trabajo es analizar la relación entre el valor de la geodiversidad, el grado de impacto antrópico y las figuras de protección en 34 playas de Gran Canaria, las cuáles se consideran representativas de los tipos de playas existentes en el conjunto de Canarias.

#### ÁREA DE ESTUDIO

La isla volcánica de Gran Canaria (Fig. 1), con una antigüedad de 14,5 millones de años, se caracteriza por presentar un litoral que combina acantilados de diversa envergadura en las costas septentrionales y occidentales, y costas poco accidentadas al este y al sur, dando lugar a una gran diversidad de geoformas y materiales geológicos en sus playas.



FIGURA 1. Localización y tipos de playas seleccionadas.

En la costa de esta isla, al igual que en la del resto de Canarias, predomina un clima suave, con un alto número de horas de sol anuales. Esta cuestión es clave para que se produzca una llegada continua de turistas todo el año. Un porcentaje importante de éstos se aloja en núcleos costeros de carácter urbano-turístico. No obstante, la isla presenta tramos costeros con diferentes grados de ocupación antrópica, que se han clasificado en urbanos, semiurbanos y naturales. Esta diferente ocupación, junto con criterios relativos a las diferencias en la configuración geológica-geomorfológica y en la posición geográfica, fueron claves para seleccionar las 34 playas analizadas (Fig. 1).

#### METODOLOGÍA

Para el cálculo de las tres dimensiones planteadas se han seguido procedimientos diferentes. La "presión de uso" se ha calculado a partir de 12 variables que permiten identificar las actividades llevadas a cabo por los usuarios y por los organismos gestores, responsables de la dotación de servicios en las playas. También se han incluido variables relacionadas con la construcción del borde costero y la presencia de diques o escolleras que alteran el transporte natural de los sedimentos. Por último, se han evaluado aspectos de carácter indirecto que también influyen en la presión de uso, como la frecuencia de visitantes, la capacidad de carga física o la presencia de especies exóticas o ruderales (tabla I).El "valor de geodiversidad" se ha calculado mediante una selección de variables utilizadas para la valoración de los puntos de interés geológico en España (García-Cortés y Carcavilla, 2013) que se resumen a continuación: 1) estimación de la geodiversidad. Se catalogaron los materiales y geoformas de las playas y sus entornos (≤200m desde la superficie de la playa), utilizando como fuente de información el mapa geológico de la IDE de Canarias (GRAFCAN S.A. - Gobierno de Canarias); 2) interés científico. Se recopilaron publicaciones científicas sobre la geología y/o geomorfología de las playas, a nivel insular, estatal y/o internacional; y 3) interés didáctico/turístico. Se ha valorado la existencia de paneles informativos. senderos guiados, guías didácticas o centros de interpretación, que tienen la finalidad de divulgar los valores geológicos y geomorfológicos de cada playa. Por último, para el 'grado de protección de la geodiversidad" se valoró el número de figuras de protección existentes, la escala territorial de protección y el porcentaje de los objetivos relativos a la protección de la geología-geomorfogía.

Las variables fueron valoradas a partir de rangos de valores que oscilan entre 0 y 4, donde 0 indica un valor nulo y 4 un valor alto (tabla I). Una vez evaluadas las variables por cada playa, se obtuvo un único valor estandarizado, que oscila entre 0 y 1. El valor de cada dimensión ( $I_s$ ) se calcula a partir de la fracción entre el sumatorio de los valores asignados por variable (Vi) y el sumatorio de los valores máximos posibles de cada dimensión (Vp max.) (eq.1):

$$Is = Vi / Vp max.$$
 (eq.1)

#### RESULTADOS

La geodiversidad de las playas urbanas se encuentran en un estado de desprotección importante (0,13), a pesar de que su valor sea moderado-alto (0,58), al igual que su exposición a la presión de uso (0,56) (Fig. 2). El 80% de estas playas están en Zonas de Especial Conservación (ZEC). Sin embargo, se observa que la

			CRITERIOS			
	0	1	2	3	4	Fuente
PRESIÓN DE USO - IMPACTOS						
1) Frecuencia limpieza con maquinaria pesada	Nula	-	Estacional	-	Continua	1
2) % de la superficie de la playa con residuos	0 a 5	5 a 15	15 a 25	25 a 40	>40	2
3) Grado urbanización del entorno de la playa	0	<25	<50	<75	>75	3
4) Frecuencia de visitantes	Puntual	-	-	-	Continua	4
5) Dificultad de acceso a la playa	Alta	-	Media	-	Baja	3
6) % de removilización de áridos en la playa	0	1 a 15	-	15 a 50	>50	2
7) % playa afectada por limpieza mecánica	0	<25	<50	<75	>75	3
8) Tránsito de vehículos sobre la playa	Nulo	-	Puntual	-	Continuo	5
9) % de la playa ocupada por equipamientos	0 a 5	5 a 15	15 a 25	25 a 40	>40	3
10) Capacidad de carga física	Sin saturación	-	Saturadas puntualmente	-	Saturadas permanente	4
11) % especies vegetales exóticas o ruderales	<5	5 a 15	15 a 25	25 a 50	>50	2
12) Presencia de diques o escolleras	No	-	-	-	Sí	2
VALOR DE LA GEODIVERSIDAD						
1) Geodiversidad	≤4materiales/ geoformas	-	5-7materiales/ geoformas	-	≥ 8 materiales geoformas	6
2) Interés científico	Sin publicaciones	A nivel insular	-	A nivel nacional	A nivel internacional	6
3) Interés didáctico/turístico	Sin interés	Panel infor./ senderos	-	Guías didácticas	Centros interpretación	6
GRADO DE PROTECCIÓN						
1) Número de figuras	0	1	2	3	>4	-
2) Escala territorial de protección	Sin protección	Local	-	Nacional	Internacional	-
3) % Objetivos de protección sobre	<20	<40	<60	<80	>80	-

 TABLA I. Variables y criterios de evaluación. Los códigos del campo "Fuente" hace referencia a la siguiente literatura: 1=Roig i Munar, 2004;

 2=Nordstrom, 2004; 3=García-Mora et al., 2001; 4=Simeone et al., 2012; 5=Kinderman y Gormally, 2010; 6=García-Cortés y Carcavilla, 2013).

protección de la geodiversidad es nula o inferior al 33%.

A nivel general, se han identificado entre 5 y 7 materiales y geomorfomas que concuerdan con un elevado interés científico (nacional e internacional) y un interés didáctico y turístico moderado (senderos, centros de interpretación o paneles informativos,). No obstante, existe una importante exposición a la acción antrópica. Los principales impactos son: urbanización densa, diques o escolleras, un elevado número de especies introducidas o ruderales (>25%), y la limpieza mecánica.

Las playas semi-urbanas, siguen una tendencia similar a las playas urbanas, aunque con resultados más bajos. El valor de la geodiversidad (0,39) y la presión antrópica (0,25) es moderado-escaso

Estos resultados no se corresponden con el grado de protección existente, pues es mínimo (0,07) (figura 2). La geodiversidad es variable, existiendo playas con más de 8 materiales o geoformas, y playas con menos de 4. Su interés científico es escaso, pero el interés didáctico/turístico es notable, vinculado a la existencia de guías didácticas y paneles informativos. La presión de uso genera impactos vinculados a la frecuencia de visitantes y a la presencia de especies introducidas o ruderales, especialmente en entornos de mediana población. En este contexto, destaca el hecho de que las figuras de protección estén presentes sólo en 3 playas semi-urbanas. Sin embargo, en este caso, los objetivos de preservación de la geodiversidad oscilan entre 0,46 y 0,6% del total.



FIGURA 2. Resultados promedios por tipo de playa para cada dimensión de análisis. La escala del gráfico se ha ampliado (0-0,6) para mostrar mejor los resultados obtenidos en una escala de 0-1.

Las playas naturales, al contrario que las anteriores, tienen un valor de geodiversidad moderado-alto (0,53), que se corresponde con un nivel de protección más próximo a su valor (0,38). Además, la presión de uso antrópico es escasa (0,17) (figura 2). Los materiales y geoformas identificados son siempre superiores a 5, y cuentan con un importante interés científico. Sin embargo, el interés didáctico/turístico es escaso o nulo. Por último, estas playas están protegidas a nivel europeo y estatal, incorporando notablemente (entre un 33 y un 66% de sus objetivos) la preservación de la geodiversidad.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

En Canarias, como en muchas otras zonas costeras, la gestión de las playas requiere una aproximación multidimensional acorde con su complejidad, y con las relaciones entre el ecosistema y las instituciones (Anderies et al., 2004). A pesar del notable valor de la geodiversidad la situación actual está marcada por una elevada presión de uso antrópica y una escasa protección en los entornos más frecuentados. En el año 2016 poco más de 4 millones de turistas visitaron Gran Canaria, un 30,5% más que en 2010 (www.istac.com). Esta tendencia es paralela a la inversión de los organismos gestores en equipamientos y servicios de playas. A ello se une el hecho de que en las figuras de protección establecidas prima la protección de los elementos bióticos frente a los abióticos. Sin que unos sean más importantes que otros, sí que se observa una necesidad de proteger la geodiversidad de las playas como un recurso sobreexplotado, que ha disminuido en las últimas décadas (Ferrer-Valero et al., 2017). Las administraciones competentes deben conocer la situación real de este recurso de gran importancia para el turismo, donde estos indicadores pueden jugar un papel importante. De seguir con la tendencia actual darse consecuencias negativas podrían socioeconómicas y pérdidas irreversibles de la geodiversidad de las playas.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado a través de los proyectos CSO2013-43256 y CSO2016-79673-R del Plan Nacional de I+D+i y del programa de apoyo a la investigación del Gobierno de Canarias, todos cofinanciados con fondos FEDER. La primera autora tiene un contrato postdoctoral financiado por la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

#### REFERENCIAS

- Anderies, J. M., Janssen, M. A., & Ostrom, E. (2004). A framework to analyze the robustness of socialecological systems from an institutional perspective. Ecology and Society, 9(1), 18.
- Cowell, P.J., & Thom, B.G. (1995): Morphodynamics of coastal evolution. En: Carter, R.W.G., & Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution: Late quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 33–86.
- Ferrer-Valero, N., Hernández-Calvento, L., y Hernández-Cordero, A. I. (2017): Human impacts quantification on the coastal landforms of Gran Canaria Island (Canary Islands). *Geomorphology*, 286, 58-67.

- García-Cortés, A. y Carcavilla, L. (2013): Documento metodológico para la elaboración del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG). Version, 18-07-2013. 64pp.
- García-Mora, M. R., Gallego-Fernández, J. B., Williams, A. T., y Garcia-Novo, F. (2001): A coastal dune vulnerability classification. A case study of the SW Iberian Peninsula. *Journal of coastal research*, 802-811.
- Hay, J. E. (2013): Small island developing states: coastal systems, global change and sustainability. *Sustainability Science*, 8(3), 309–326.
- Kindermann, G., y Gormally, M. J. (2010): Vehicle damage caused by recreational use of coastal dune systems in a Special Area of Conservation (SAC) on the west coast of Ireland. *Journal of Coastal Conservation*, 14(3).
- Neumann, B., Vafeidis, A. T., Zimmermann, J., y Nicholls, R. J. (2015): Future coastal population growth and exposure to sea-level rise and coastal flooding-a global assessment. *PloS one*, 10(3).
- Nordstrom, K. F. (2004): *Beaches and dunes of developed coasts*. Cambridge University Press.
- Roig i Munar, F. X. (2004): Análisis y consecuencias de la modificación artificial del perfil playa-duna provocado por el efecto mecánico de su limpieza. *Investigaciones geográficas*, nº 33, 2004, 87-103.
- Simeone, S., Palombo, A. G. L., y Guala, I. (2012): Impact of frequentation on a Mediterranean embayed beach: Implication on carrying capacity. *Ocean & coastal management*, 62, 9-14.

## Evolución reciente de geoformas erosivas inducidas por impacto urbanoturístico en el interior de un sistema de dunas transgresivo árido (Maspalomas, islas Canarias)

## Recent evolution of erosive landforms induced by urban-touristic impact inside an arid transgressive dune system (Maspalomas, Canary Islands)

## L. García-Romero<sup>1</sup>, A.I. Hernández-Cordero<sup>1</sup>, I. Delgado-Fernández<sup>2</sup>, P.A. Hesp<sup>3</sup>, L. Hernández-Calvento<sup>1</sup> y M. Viera-Pérez<sup>1</sup>

1 Grupo de Geografía Física y Medio Ambiente, Instituto de Oceanografía y Cambio Global, IOCAG. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ULPGC. Parque Científico-Tecnológico de Taliarte, Calle Miramar, 121, 35214 Telde, Las Palmas, España. levi.garcia@ulpgc.es, hernandez.cordero@ulpgc.es, luis.hernandez.calvento@ulpgc.es.

2 Department of Natural, Geographical & Applied Sciences, Edge Hill University, St Helens Road, Ormskirk, Lancashire L39 4QP, UK. delgadoi@edgehill.ac.uk.

3 Beach and Dune Systems (BEADS) Laboratory, School of the Environment, Flinders University, Faculty of Science and Engineering, Bedford Park, Adelaide, South Australia 5042, Australia. patrick.hesp@flinders.edu.au.

**Resumen:** El desarrollo urbano-turístico en el entorno de sistemas playa-duna conlleva, en ocasiones, cambios ambientales. Es el caso de las dunas de Maspalomas (Gran Canaria, islas Canarias), donde se ha desarrollado uno de los mayores complejos turísticos de España desde los años sesenta del siglo pasado, la urbanización Playa del Inglés. La construcción en una terraza alta sedimentaria (El Inglés) alteró el viento y el transporte sedimentario hacia el sur, acelerando el flujo eólico en este último sector. A sotavento de la terraza, se produjo una disminución del viento, del transporte eólico y el crecimiento de la vegetación. Desde la década de los noventa se han detectado procesos erosivos en el área de sombra eólica, apareciendo geoformas *blowouts* o superficies con raíces exhumadas de especies vegetales (ej. *Cyperus capitatus*). En este trabajo se analiza la evolución de estas geoformas erosivas en las últimas décadas utilizando fotografías aéreas históricas, ortofotos y modelos digitales de elevaciones obtenidos por fotogrametría digital o LiDAR. Los cambios de dos variables ambientales (volumen de sedimentos y densidad de la vegetación) son calculados. Los resultados muestran déficit sedimentario y aumento de la densidad vegetal en la zona residual activa. Se discuten factores eco-antrópicos que han producido estos cambios ambientales o características de las geoformas estudiadas en comparación a otras regiones climáticas.

Palabras clave: cambios ambientales, sistema dunar transgresivo árido, vegetación dunar, impactos humanos, blowout

Abstract: Urban-tourist developments at beach-dune systems often induce environmental changes. This is the case of Maspalomas dunefield (Gran Canaria, Canary Islands) with one of the largest tourist resorts in Spain. The building of an artificial high terrace (El Inglés) from 1960s had a strong impact on local winds and sediment transport patterns. Buildings on the terrace deflect winds to the south and accelerate the rate of sediment transport as a result in the southern section of the dune field. Leeward of the terrace wind speed and aeolian transport decrease and vegetation cover and density increase. However, a series of erosive landforms can be identified in the terrace leeside, including blowouts and large areas with the exhumation of plant roots (mainly Cyperus capitatus). In this paper we analyze the evolution of these erosive landforms in the last decades using historical aerial photographs, orthophotos and digital elevation models obtained by digital photogrammetry and LiDAR. Changes in two environmental variables (sediment volume and vegetation density) are calculated. Results indicate a deficit in sediment supply and increase in vegetation density in the active residual zone. We discuss eco-anthropic factors that have produced these environmental changes and the characteristics of the Maspalomas erosive landforms compared to other climatic regions.

Key words: Environmental changes, arid transgressive dunes system, dune vegetation, human impacts, blowout

#### INTRODUCCIÓN

El Antropoceno se caracteriza por la alteración de los procesos naturales debido al desarrollo humano (Crutzen y Stoermer, 2000). En este contexto los ambientes dunares han sido ampliamente alterados en las últimas décadas, provocándose en ellos cambios ambientales (Jackson y Nordstrom, 2011). Especialmente en los sistemas de dunas litorales áridos, de gran atractivo como recurso turístico por sus condiciones climáticas, están siendo sometidos a la ocupación urbano-turística de su entorno (Hernández-Calvento et al., 2014). A pesar de que son muchos los trabajos que han estudiado los procesos naturales y antrópicos en ambientes dunares, el impacto directo de las construcciones urbanas sobre los sistemas de dunas ha sido poco estudiado (Jackson y Nordstrom, 2011). Trabajos pioneros sobre esta temática particular están siendo desarrollados en el sistema de dunas de Maspalomas (Gran Canaria), donde se ha verificado que la edificación de una terraza alta ha modificado la dinámica sedimentaria eólica en este sistema (Hernández-Calvento et al., 2014; Smith et al., 2017). Así, se han detectado perturbaciones regionales del flujo eólico, dando lugar a tres zonas geomorfológicas diferentes: por un lado, se detecta una zona de aceleración, al sur de la terraza; por otro, se identifican dos zonas de desaceleración, con distinto grado de estabilización sedimentaria y aumento de la cobertura vegetal (Hernández-Cordero et al., 2017). En la zona de sombra eólica (sotavento) de la citada terraza, se había detectado una geoforma erosiva, tipo cubeta de deflación (blowout), cuyos rasgos generales han sido descritos y comparados con otras geoformas semejantes en condiciones ambientales diferentes (Mir-Gual et al., 2015). Considerando estos antecedentes, el objetivo de este trabajo es analizar la evolución de ésta y de otras geoformas erosivas detectadas en el interior de la zona de sombra eólica del sistema de dunas de Maspalomas.

#### ZONA DE ESTUDIO

El sistema de dunas transgresivo árido de Maspalomas (360,9 has.), está situado al sur de la isla de Gran Canaria (Fig.1), desarrollándose sobre un fandelta. La entrada de sedimentos al sistema y foredune se localizan en su playa oriental (El Inglés). El transporte sedimentario eólico es de dirección ENE-OSO, por lo que las arenas vuelven al mar por el sur del sistema (playa de Maspalomas). Una de sus características geomorfológicas más relevantes es la existencia de una terraza alta pleistocena en forma de cuña, en su límite nororiental. Desde la década de los sesenta del siglo pasado se ha venido construyendo, sobre esta terraza, uno de los mayores complejos turísticos de España (Domínguez-Mujica et al., 2011). Éste ha alterado el flujo de viento y, con ello, el transporte sedimentario, dando lugar a las tres zonas geomorfológicas antes mencionadas.



Parcela de e

FIGURA 1. Sistema de dunas transgresivo árido de Maspalomas en Gran Canaria, parcela de estudio y geoformas erosivas detectadas.

#### METODOLOGÍA

Para analizar la evolución de las geoformas erosivas localizadas en la zona de sombra eólica, se delimitó una parcela de estudio de 27,76 has (Fig. 1). En ella se estudiaron dos variables: densidad de la vegetación (clasificada en cuatro categorías), y volumen de sedimento. La densidad de la vegetación (principalmente arbustiva) se obtuvo a partir del procedimiento desarrollado por García-Romero et al. (2014), haciendo uso de fotografías aéreas históricas, y ortofotos históricas y actuales. En el caso de las ortofotos, se utiliza la banda verde para equiparar el comportamiento de los niveles digitales a las fotografías aéreas históricas (García-Romero et al., 2014), y porque se trata de la región del espectro visible que mejor capta la información de la vegetación (no se dispone de infrarrojo cercano, IRC). De este modo se facilita la identificación de la vegetación (niveles bajos de reflectividad) con respecto a la arena (niveles altos de reflectividad), así como solventar problemas fenológicos por diferencias temporales.

Los volúmenes fueron calculados a partir de modelos digitales de elevaciones (MDEs) derivados de fotogrametría digital (1987 y 2003), LiDAR (2006, 2009 y 2011) y un vuelo dron fotogramétrico corregido a través de control de campo, con GPS-D, para 2017. Los volúmenes de las geoformas erosivas se calcularon sobre la superficie coincidente entre las diferentes fechas estudiadas.

Las geoformas erosivas fueron digitalizadas a partir de análisis visual, tomando como apoyo las fotografías aéreas históricas, ortofotos y MDEs para trazarlas con precisión a partir de líneas de rotura de pendiente y zonas de erosión (Tabla I).

Fuente	Años	Resolución espacial (m)
Foto antiface of more	1961 (1:5000)	0,25
históricas (IDE Gran Canaria; IDE Canarias-	1977 (1:6500)	0,9
Grafcan S.A.)	1981 (1:4000)	0,15
Ortofotos (IDE Canarias- Grafcan S.A.; Instituto Geográfico Nacional, IGN)	1987, 2003, 2009, 2012, 2015	0,15 - 0,25
MDEs Restitución Fotogramétrica	1987, 2003	4
MDEs LiDAR y vuelo dron fotogramétrico (ficheros .las)	2006, 2009, 2011, 2017	1

TABLA I. Características de las fi	uentes de info	ormación utilizadas

Zona	Vol.(1987) <sup>1</sup>	Vol.(2003) <sup>1</sup>	Variación (1987-2003) <sup>1</sup>	Vol.(2006) <sup>2</sup>	Vol.(2017) <sup>2</sup>	Variación (2006-2017) <sup>2</sup>		
Parcela de estudio	3.409.114,73	3.129.669,05	-279.445,68 (-8,19%)	2.290.095,93	1.860.304,66	-429.791,27 (-18,76%)		
*Geoforma erosiva 1	2.301,01	2.166,87	-134,14 (-5,82%)	3.832,57	2.908,34	-924,23 (-24,11%)		
*Geoforma erosiva 2	2.173,58	1.404,14	-769,44 (-35,39%)	2.759,52	2.202,17	-557,35 (-20,19%)		
*Geoforma erosiva 3	23,1	5,08	-18,02 (-78%)	219,82	146,36	-73,46 (-33,42%)		
Vol.: Volumen de sedimentos (m <sup>3</sup> ); <sup>1</sup> Resolución: 4 m, restitución fotogramétrica; <sup>2</sup> Resolución: 1 m, ficheros .las; *Vol. en superficies coincidentes (1987-2003 y 2006-								

TABLA II. Resultados de los cambios volumétricos en la parcela de estudio y en las diferentes geoformas erosivas detectadas. Cambios en la densidad vegetal en la parcela de estudio desde 1961 hasta 2017.

2017)								
Sup. (1961)	Sup. (1977)	Sup. (1987)	Sup. (2003)	Sup. (2017)	Variación (1961-2017)			
253.825	231.218	203.307	163.309	117.822	-136.003 (-53,58%)			
13.535	23.939	38.020	54.386	63.428	49.893 (368,62%)			
7.477	15.699	23.535	34.128	50.433	42.956 (574,51%)			
2.851	6.832	12.480	25.691	46.005	43.154 (1513,64%)			
	Sup. (1961)           253.825           13.535           7.477           2.851	Sup. (1961)Sup. (1977)253.825231.21813.53523.9397.47715.6992.8516.832	Sup. (1961)Sup. (1977)Sup. (1987)253.825231.218203.30713.53523.93938.0207.47715.69923.5352.8516.83212.480	Sup. (1961)Sup. (1977)Sup. (1987)Sup. (2003)253.825231.218203.307163.30913.53523.93938.02054.3867.47715.69923.53534.1282.8516.83212.48025.691	Sup. (1961)Sup. (1977)Sup. (1987)Sup. (2003)Sup. (2017)253.825231.218203.307163.309117.82213.53523.93938.02054.38663.4287.47715.69923.53534.12850.4332.8516.83212.48025.69146.005			

Sup.: Superficie en la parcela de estudio (m<sup>2</sup>), resolución: 1 m

#### RESULTADOS

### Densidad de la vegetación

Desde 1961 hasta la actualidad se puede observar que la vegetación en la parcela de estudio ha experimentado un aumento de la densidad, pues las densidades bajas (0-10,65), caracterizadas por la presencia de individuos vegetales aislados, han sido sustituidas por densidades más altas. Entre las especies con mayor presencia destacan *Tamarix canariensis y Launaea arborescens* (Fig. 2, Tabla II).



Heters 1,213 su recuminante 10.5-22.55 Here 42.25 % FIGURA 2. Evolución de la densidad de la cobertura vegetal en la zona de estudio. En rojo, se muestran las 3 geoformas erosivas estudiadas, detectadas desde 2003.

#### **Procesos erosivos**

En cuanto a los procesos erosivos de la parcela de estudio, se puede constatar el déficit sedimentario desde 1987 hasta la actualidad a partir de los MDEs (Tabla II). Además, desde 2003 se detecta la aparición de tres geoformas erosivas prácticamente a la misma distancia con respecto a la urbanización (Fig. 2). Estas geoformas han experimentado aumento superficial y disminución volumétrica desde 1987 hasta 2017 (Fig. 3 y Tabla II). Sus morfologías presentan diferencias entre sí. La geoforma erosiva 2 se corresponde con un *trough blowout* (Hesp, 2002; Mir-Gual et al., 2015) y, aunque se han detectado cambios, ha sido la más estable en el tiempo. Las acumulaciones de sedimento, por su parte, se observan en torno a la vegetación arbustiva que ha crecido cerca de las zonas de erosión.



FIGURA 3. Evolución superficial y altimétrica de las geoformas erosivas desde 1987 hasta 2017. Los perfiles topográficos muestran las diferencias de alturas desde 2006 (verde oscuro) hasta el 2017 (rojo).

## **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Se han analizado dos variables con el fin de caracterizar los procesos erosivos en la zona de sombra

generada a sotavento de la urbanización Playa del Inglés (densidad de la vegetación y volumen sedimentario), aunque también se ha podido observar las variaciones superficiales de las geoformas erosivas estudiadas. Por lo que respecta a la densidad de la vegetación, se comprueba que existe un aumento en la entre los años 1961 y 2017. Éste se ha relacionado con la estabilización de las dunas, como consecuencia de la disminución en más de un 50% en la velocidad del viento, a partir de la urbanización de la terraza alta (Hernández-Calvento et al., 2014; Hernández Cordero et al., 2017). Los resultados obtenidos refuerzan esta hipótesis. Por lo que respecta al volumen sedimentario, se comprueba que existe un déficit progresivo, que se manifiesta tanto en toda la parcela, como en las tres geoformas erosivas identificadas. Al respecto, cabría añadir que, si bien en esta zona de sombra se constata una disminución del flujo eólico y, con ello, del transporte sedimentario (Hernández-Calvento et al., 2014; Smith et al., 2017), la propia existencia de estas geoformas erosivas son indicativas de la existencia de una aceleración del viento en áreas localizadas. Como se puede apreciar en la Fig. 4, la velocidad del viento a 0.4m de altura en condiciones de vientos suaves se incrementa progresivamente conforme aumenta la distancia a la urbanización, siendo mayor justamente donde se localizan las geoformas erosivas (400-500 m).



FIGURA 4. Velocidad media del viento en el transecto de anemómetros (Figura 1) y distancia con respecto a la urbanización.

Estas geoformas erosivas han surgido en zonas donde la colonización vegetal arbustiva no se ha desarrollado, aunque sí la herbácea (con especies pioneras como *Cyperus capitatus*), que muestra un grado de susceptibilidad significativo al proceso erosivo, observándose la exhumación de sus raíces y no pudiendo ejercer la función de captación y acumulación de sedimentos. Por último, La geoforma erosiva 2 es un *trough blowout* (Hesp, 2002) con características diferenciadoras con respecto a los de otras regiones climáticas (Mir-Gual et al., 2015). En contraste con otros *blowouts* de interior (ej. Sun et al., 2016) éste y el resto de geoformas erosivas de este trabajo han sido inducidas por procesos antrópicos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución de los proyectos CSO2013-43256-R y CSO2016-79673-R (Plan Nacional de I+D+i) cofinanciados con fondos FEDER y un contrato predoctoral de la Agencia Canaria de Investigación, Innovación y Sociedad de la Información y por el Fondo Social Europeo (FSE).

#### REFERENCIAS

- Crutzen, P.J. y Stoermer, E.F. (2000): The "Anthropocene". *Global Change Newsletter*, 41: 17-18.
- Domínguez-Mujica, J., González-Pérez, J. y Parreño Castellano, J.M. (2011): Tourism and human mobility in Spanish Archipelagos. *Annals of Tourism Research*, 38: 586–606.
- García-Romero, L., Hernández-Cordero, A. I., Hernández-Calvento, L. y Pérez-Chacón, E. (2014): Propuesta de clasificación, mediante TIG, de la cobertura vegetal en sistemas arenosos áridos. En, Zaragozí, B. y Ramón-Morte, A. (Dirs.) Las Tecnologías de la Información Geográfica para nuevas formas de ver el Territorio. XVI Congreso Nacional de TIG. Universidad de Alicante y grupo de TIG de la AGE, Alicante, pp. 181-189.
- Hernández-Calvento, L., Jackson, D.W.T., Medina, R., Hernández-Cordero, A.I., Cruz, N. y Requejo, S. (2014): Downwind effects on an arid dunefield from an evolving urbanised area. *Aeolian Research*, 15: 301-309.
- Hernández-Cordero, A.I., Hernández-Calvento, L., Pérez-Chacón Espino, E. (2017). Vegetation changes as an indicator of impact from touristdevelopment in an arid transgressive coastal dune field. *Land Use Policy* 64:479-491.
- Hesp, P.A. (2002): Foredunes and blowout: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48: 245-268.
- Jackson, M.L. y Nordstrom, K.F. (2011): Aeolian sediment transport and landforms in managed coastal systems: a review. *Aeolian Research*, 3 (2): 181-196.
- Mir-Gual, M., Blanco-Chao, R., Hernández-Cordero, A. I., Pons, G.X., Costa-Casais, M. y Hernández-Calvento, L. (2015) Comparación descriptiva de morfologías blowout bajo diferentes condiciones ambientales. *Geo-temas*, 15: 205-208.
- Smith, A. B., Jackson, D. W. T., Cooper, J. A. G. y Hernández-Calvento, L. (2017): Quantifying the Role of Urbanization on Airflow Perturbations and Dunefield Evolution. *Earth's Future*. In press. DOI: 10.1002/2016EF000524.
- Sun, Y., Hasi, E., Liu, M., Du, H., Guan, C. y Tao B. (2016): Airflow and sediment movement within an inland blowout in Hulun Buir sandy grassland, Inner Mongolia, China. *Aeolian Research*, 22: 13-22.

# Propuesta urbanística de ordenación a escala municipal para la mitigación de los procesos de erosión y subida del nivel medio del mar.

## Facing erosion processes and sea level rise from urban planning proposal.

#### M. Rey-Romero y P. Fraile-Jurado

1 Arquitecta.

2 Dpto. Geografía Física y A.G.R., Universidad de Sevilla. pfraile@us.es

**Resumen:** En este trabajo se proponen diferentes medidas desde el planeamiento urbanístico ante un futuro de incremento de la frecuencia e intensidad de los temporales, de los procesos de erosión costera y de subida del nivel medio del mar. Pese a las recientes modificaciones de la Ley de Costas, mucho más laxa en cuanto a los permisos para construir en el entorno de la línea de costa, en breve será preciso elaborar un marco normativo consecuente con el fenómeno inexorable de la subida del nivel medio del mar y sus consecuencias. Para ello, será preciso identificar el riesgo de afectación por estos fenómenos de las edificaciones actuales en función de su distancia a la línea de costa y tasas de erosión registradas en las últimas décadas. A partir de la clasificación en cuatro tipologías (riesgo elevado, moderado, bajo y nulo), en este trabajo se propone tres línea de estrategias y medidas esenciales para cada una de ellas: a) medidas de proyecto, que afectan al diseño proyectual de las edificaciones, b) medidas constructivas, que afectan directamente a los materiales de construcción utilizados, así como a los sistemas y detalles constructivos de las edificaciones y c) medidas urbanísticas y de planeamiento, que consisten en la implantación y posición de las edificaciones de nueva obra.

Palabras clave: arquitectura, subida del nivel del mar, erosión, planeamiento, propuestas.

Abstract: The aim of this paper is to propose different measures from urban planning to face the increase in the frequency and the intensity of storms, coastal erosion processes and rising sea levels. Despite the recent changes to the Coastal Law, which are much looser in terms permitting to build in the coastal area, a new normative framework will soon have to be developed, consistent with the inexorable rise in the average level of the coastline. Sea and its consequences. It will be necessary to identify the risk of affecting these phenomena of the current buildings based on their distance to the coastline and the erosion rates recorded in the last decades. Based on the classification in four typologies (high, moderate, low and zero risk), three lines of strategies and essential measures for each one are proposed in this paper: a) project measures, affecting the design of projects buildings, (b) constructive measures, involving the used construction materials, as well as the building systems and details of the buildings within the plot In which they are, in order to reduce the extent of the existing building, as well as limiting the construction of new work.

Key words: architecture, sea level rise, erosion, urban planning, proposals.

## INTRODUCCIÓN

De todas las consecuencias del cambio climático, la subida del nivel del mar es probablemente aquella sobre la que existe un mayor grado de consenso acerca de su ocurrencia. Desde principio del siglo XX el nivel del mar ha subido de manera global unos 20 cm, acelerándose durante las últimas décadas, en las que, empleando técnicas muy precisas, se ha estimado esta subida en unos 3,4 mm / año (Nicholls, 2011). El futuro de este fenómeno es aún muy impreciso y definirlo depende de la calidad de los modelos matemáticos de cambio climático desarrollados y los modelos de probabilidad asociados a estos (Fraile-Jurado et al. 2017), y de los escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero que asuman una serie de supuestos sobre el futuro de nuestras sociedades. En cualquier caso, todos coinciden en que el fenómeno se agravará durante el próximo siglo, si bien los resultados obtenidos con este tipo de análisis oscilan entre los 20 cm a finales del siglo XXI en los

escenarios más optimistas y los 2 m en el caso de autores más escépticos sobre los primeros modelos (Pfeffer et al. 2008). Durante los últimos años, diferentes países e instituciones han encargado informes científicos para preparar un marco normativo adecuado que permita hacer frente al fenómeno de la subida del nivel del mar (Iglesias-Campos et al., 2011; Neumann et al., 2015; Nicholls, 2011).

La subida del nivel del mar acarrea cuatro consecuencias directas: incremento de los procesos de inundación permanente por la marea, de los episodios de temporal, de las intrusiones salinas en aguas dulces, y de los procesos de erosión (Fraile Jurado, 2011).

Durante los últimos 35 años el proceso de urbanización de las costas españolas ha sido intenso y en muchos casos descontrolado. Con anterioridad a la Ley de Costas 22/1988 se urbanizó en áreas, posteriormente consolidadas, localizadas sobre elementos imprescindibles para el correcto funcionamiento geomorfológico de las playas como dunas costeras o la propia playa alta. Incluso tras la Ley de Costas 22/1988, que establecía la creación de una zona de servidumbre de protección de 100 metros desde la pleamar más alta, se siguió construyendo y vulnerando dicha Ley con el visto bueno de diferentes instituciones. Tras la última reforma de la Ley de Costas 2/2013, esta zona de amortiguación se ha reducido de 100 metros a únicamente 20 (Núñez Lozano, 2013).

El problema que se plantea en muchas áreas costeras consiste en que, tras tres diferentes normativas costeras y sus subsiguientes vulneraciones, existen numerosas construcciones en una situación de vulnerabilidad ante los procesos de erosión costera. Estos procesos se agravarán durante las próximas décadas como consecuencia de la aceleración de la subida del nivel del mar.

El propósito de este trabajo es realizar una aproximación teórica al desarrollo de un marco normativo ante los procesos de erosión y subida del nivel medio del mar en las próximas décadas.

### METODOLOGÍA

El trabajo realizado consiste en una propuesta metodológica para los planes urbanísticos de los municipios costeros. Se han definido una serie de tipologías edificatorias y se han propuesto una serie de estrategias y medidas ante la subida del nivel medio del mar.

## **DEFINICIÓN DE CATEGORÍAS**

Para la identificación de las edificaciones potencialmente afectadas por la subida del nivel del mar y sus consecuencias, se proponen tres tipos de categorías en función de la localización de los edificios en relación a la línea de costa:

*CATEGORÍA A:* Edificaciones situadas a menos de 20 metros de la pleamar, vulnerando toda normativa vigente sobre costas. Se encuentran en riesgo extremo de sufrir las consecuencias de la subida del nivel del mar. Por lo tanto, es necesaria la intervención inmediata para paliar estos efectos en lo posible sin recurrir al derribo.

*CATEGORÍA B:* Edificaciones situadas entre 20 y 100 metros de la pleamar, cumpliendo con la Ley de Costas vigente de 2013 pero no así con la normativa anterior de 1988, o situadas a una distancia inferior al doble de la tasa de erosión multiplicada por 50. Se trata de un escenario de riesgo moderado-alto, lo que hace necesaria su adecuación aunque sin el carácter de urgencia de la categoría anterior. Se propone pues, el cumplimiento obligatorio de algunas de las medidas propuestas. El resto de ordenanzas deberían ser de obligado cumplimiento en caso de intervención en las edificaciones ya existentes (reformas, ampliaciones, etc).

*CATEGORÍA C:* Edificaciones situadas a 100 o más metros, de acuerdo a la anterior Ley de Costas de 1988. El riesgo de estas edificaciones de sufrir los efectos de una subida del mar a medio plazo es aún bajo. Por lo tanto, las medidas propuestas son sólo de carácter plebiscitario en este caso, si bien se debería imponer el cumplimiento de algunas de ellas en el caso de nuevas intervenciones sobre lo ya existente (igual que en el caso de la categoría B).

#### ESTRATEGIAS Y MEDIDAS

Tomando las categorías edificatorias en que se han dividido los casos encontrados, y dada la amplitud de enfoques con los que es posible el planteamiento de las medidas a adoptar, se han identificado tres tipos de propuestas, de acuerdo a la estrategia de acercamiento que se toma en cada caso.

#### Medidas a nivel de proyecto

Son las medidas más agresivas y determinantes, pues afectan directamente al diseño proyectual de las edificaciones. Son medidas en busca de adaptar el diseño de las edificaciones, para anticiparse así a los cambios en el entorno previsibles por la subida del nivel del mar.

1) Eliminación de las plantas bajas. No se permite edificación de ningún tipo a una cota inferior a 2.50m, a excepción de los accesos (Fig. 1).



FIGURA 1. Eliminación de las plantas bajas de las viviendas construidas en la actualidad.







FIGURA 3. Parapetos rígidos y macizos frente a barandillas o acristalamientos en balcones y terrazas (sección).

2) Altura mínima en el arranque de los huecos de 1.20m desde la cota del suelo de la planta (Fig. 2). En caso de balcones o terrazas, estas deben estar protegidas por un parapeto macizo de 1.20m de altura mínima exigida. Queda prohibido cualquier otro tipo de protección como barandillas metálicas o parapetos acristalados (Fig. 3).

3) Pórticos de carga perpendiculares a la orientación predominante del oleaje de temporal. A fin de paliar los efectos sobre la estructura, ésta debe estar orientada de forma que los pórticos de carga absorban los empujes de las olas y las mareas (Fig. 4). De no ser así, la estructura podía verse afectada por las nuevas cargas con consecuencias fatales para el edificio. Se asume por norma general que la mayor parte de las edificaciones cumplen este requisito, puesto que aun no contando con esas cargas extras que se prevén, sigue siendo ésta la orientación lógica para otras cargas ya existentes como la de vientos.

#### Medidas a nivel constructivo

Afectan directamente a los materiales de construcción utilizados, así como a los sistemas y detalles constructivos de las edificaciones. Estas medidas buscan adecuar los edificios para hacer frente al incremento de erosión previsto, por lo que son recomendables para todas las edificaciones costeras.

1) Implantar el nivel de protección IIIc en cementos, hormigones y otros materiales similares (Tab. 1). Se trata del nivel más alto de protección para ambientes marinos y costeros, para casos de alternancia aire y agua, es decir, para elementos que se verán sumergidos o expuestos al aire de forma alternativa.

2) Evitar el uso de elementos cerámicos (ladrillos, bloques) y otros materiales porosos en superficies exteriores. De ser utilizados, deben estar protegidos mediante de un tratamiento hidrófugo de protección superior, y estar situados únicamente en superficies donde no se prevea en ningún caso el contacto directo con el agua (plantas altas).

3) Prohibir el uso de maderas y otros materiales hidrófilos en elementos estructurales, así como en recubrimientos en todas las superficies exteriores del edificio. En espacios interiores, se permiten siempre que cuenten con un tratamiento hidrófugo de protección superior.

4) En proyectos de nueva construcción, contemplar el escenario de subida del nivel del mar en el estudio geotécnico previo al cálculo de estructuras y cimentaciones.

#### Medidas a nivel urbanístico y de planeamiento

Afectan a la implantación y posición de las edificaciones dentro de la parcela en que se encuentran. Son medidas en busca de reducir la edificación existente, así como limitar la edificación de nueva obra.



FIGURA 4. Pórticos de carga perpendiculares a la orientación predominante del oleaje de temporal.

 Prohibir nuevas edificaciones o ampliaciones en superficie. Se trata de una medida para los casos más extremos, aquellos pertenecientes a las categorías A y B. Se permiten reformas destinadas a mantener o reducir la superficie construida. En casos de derribos, no se permite la construcción sobre la parte derribada.

2) Limitar la ocupación de la parcela a un 50%, y una edificabilidad de 0.75.

3) Forzar la posición de edificación al límite de la parcela contrario al mar. En casos de nuevas construcciones o reformas de ampliación o derribos parciales (ampliaciones sólo en casos de la categoría C).

#### INCIDENCIA DE LAS MEDIDAS POR CATEGORÍAS

La clasificación de las edificaciones en las categorías anteriores es la que marca la obligatoriedad de las medidas propuestas.

*CATEGORÍA A:* Todas las medidas propuestas son de carácter obligatorio y urgente. De no cumplirse estas medidas, y al encontrarse en situación de vulneración de todas las normativas de costas vigentes, se procederá a la expropiación y derribo de estas edificaciones.

*CATEGORÍA B:* Estas edificaciones se encuentran amparadas por la actual Ley de Costas, por lo que no es posible a priori su expropiación, como en el caso anterior. Se fijan como obligatorias las medidas a nivel constructivo para la edificación existente así como posibles construcciones futuras. Las medidas a nivel proyectual y urbanístico son de obligado cumplimiento únicamente en casos de nueva obra y/o reformas e intervenciones en la edificación existente.

CATEGORÍA C: Las edificaciones enmarcadas en esta categoría no se encuentran en peligro inminente de verse afectadas por la subida del nivel del mar, por lo que las medidas a adoptar no son consideradas de urgencia, como en las otras categorías. Se consideran obligatorias las medidas urbanísticas y constructivas en caso de reforma o nueva obra, no siendo necesaria la adecuación de las edificaciones ya existentes. Las medidas de proyecto son consideradas en esta categoría como recomendaciones a contemplar, no siendo obligatorio su cumplimiento.

### CONCLUSIONES

Es preciso que las autoridades con capacidad de legislar en materia territorial y urbanística establezcan ordenanzas de obligado cumplimiento a escala municipal, tanto para nueva obra como para edificaciones consolidadas.

Las propuestas recogidas en este trabajo deben constituir un punto de partida para la urgente reordenación urbana de los espacios costeros españoles, con el fin de prepararlos para los previsibles escenarios futuros a los que se enfrentarán.

Las propuestas señaladas no afectan únicamente a los escasos espacios por construir, sino a una mayoría del frente costero español que se encuentra en una situación de desprotección frente a la erosión costera, agravada por la esperable subida del nivel medio del mar.

#### REFERENCIAS

- Fraile-Jurado, P., Álvarez-Francoso, J. I., Guisado-Pintado, E., Sánchez-Carnero, N., Ojeda-Zújar, J. y Leatherman, S. P. (2017): Mapping inundation probability due to increasing sea level rise along El Puerto de Santa María (SW Spain). *Natural Hazards*, 87(2): 581-598.
- Fraile Jurado, P. (2011): Análisis de las problemáticas asociadas a la espacialización, evolución y representación de niveles del Mar presentes y Futuros en Andalucía. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla.
- Iglesias-Campos, A., Simon-Colina, A., Fraile-Jurado, P., y Hodgson, N. (2010): Methods for assessing current and future coastal vulnerability to climate change. *Copenhague, Dinamarca, ETC/ACC Technical Paper, Bilthoven, the Netherlands: European Topic Centre on Air and Climate Change.*
- Neumann, J. E., Emanuel, K., Ravela, S., Ludwig, L., Kirshen, P., Bosma, K., & Martinich, J. (2015): Joint effects of storm surge and sea-level rise on US Coasts: new economic estimates of impacts, adaptation, and benefits of mitigation policy. *Climatic Change*, 129(1-2): 337-349.
- Nicholls, R. J. (2011): Planning for the impacts of sea level rise. *Oceanography*, 24(2): 144-157.
- Núñez Lozano, M. C. (2013): *La reforma de la Ley de Costas de 2013*. Tirant lo Blanch.
- Pfeffer, W. T., Harper, J. T. y O'Neel, S. (2008): Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science*, 321(5894): 1340-1343.

Parámetro	Teo de berminée	Clase de exposición								
de dosificación	lipo de normigen	I	lla	lib	Illa	lib	likc	IV	Qa	Qb
Máxima relación a/c	Masa	0,65	-	-	_	_	-	-	0,50	0,50
	Armado	0,65	0,60	0,55	0,50	0,50	0,45	0,50	0,50	0,50
u.u	Pretensado	0,60	0,60	0,55	0,45	0,45	0,45	0,45	0,50	0,45
Minimo contonido	Masa	200			_	-	_	_	275	300
de cemento (kg/m <sup>3</sup> )	Armado	250	275	300	300	325	350	325	325	350
	Pretensado	275	300	300	300	325	350	325	325	350

TABLA I. Relación agua cemento en hormigones según la clase de exposición.

# Estructura interna de los cordones frontales de dunas eólicas en la flecha litoral de Doñana mediante el uso del georradar.

## Internal structure of the frontal aeolian dune chains in Doñana littoral spit using Ground Penetration Radar.

## J.A. Morales<sup>1</sup>, P. Silva-Feria<sup>1</sup>, I. Vallejo<sup>3</sup> y A. Rodríguez-Ramírez<sup>1</sup>

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra. Fac. Ciencias Experimentales. Univ. Huelva. Av. 3 de marzo, s/n. 21007 jmorales@uhu.es; arodri@uhu.es. 3 Dpto. de Geografía Física. Fac. Geografía e Historia. Univ. Sevilla. Dª María de Padilla, s/n. 41004. ivallejo@us.es

**Resumen:** Este trabajo describe e interpreta la estructura interna de las dunas eólicas desarrolladas en dos perfiles del frente costero de Doñana mediante imágenes del subsuelo registradas mediante georradar. El interior de estas dunas presenta dos tipos diferentes de estructura interna. Algunos cordones presentan una estructura clara de apilamiento de sets de estratificaciones cruzadas en artesa separados por superficies de reactivación curvadas, otros cordones más internos, y sus zonas interdunares presentan sets compuestos por láminas cruzadas planares o de base ligeramente curva separados por superficies de reactivación entre láminas de diferente inclinación. Las diferencias entre ambos tipos de estructura interna se interpretan como producto de la diferente movilidad de los dos tipos de dunas. Mientras que las que presentan un apilamiento de sets han permanecido en el lugar donde se generaron y en ellas predomina el crecimiento, en las dunas con sets planares, predomina la movilidad hacia tierra a la vez que la duna crece. El primer tipo de dunas se genera siempre en el frente de playa, mientras que el segundo se presenta en dunas más interiores. La causa de este diferente comportamiento de la duna, se asocia a la tendencia dinámica de la playa. De esta forma, en los sectores de playa progradantes todos los cordones presentan la estructura típica de las dunas frontales al no haber existido migración de los mismos, mientras que en las playas estables con una menor alimentación las dunas tienen una mayor movilidad.

Palabras clave: Dunas litorales, estructura interna, estratificación cruzada, georradar, Doñana.

Abstract: This paper describes and interprets the internal structure of the Aeolian dunes developed in two profiles of the coastal front of the Doñana spit using subsurface images recorded by Ground Penetrating Radar. The inside of these dunes shows two different types of internal structure. Some strings have a clear structure of stacking of through cross bedding sets separated by curved reactivation surfaces, while some inner ones display sets composed of planar or slightly curved base cross beds, separated by reactivation surfaces between laminae of different inclination. The differences between the two types of internal structure are based on the different mobility of the two types of dunes. Thus, those whith a stack of sets have remained in the place where they were generated showing a domination of growth in dimension. On the contrary, in the dunes with planar sets, predominates the landwards mobility at same time to the dune grows in size. The first type of dunes is always generated at the beach front (foredune), while the second arises in dunes more interiors. The cause of this different behavior of the dune, reflected in its internal structure, is associated with the dynamic trend of the beach. Thus, in the sectors of prograding beach all strings present the typical structure of the foredunes because the absence of migration, while stable beaches with a smaller sandy supply dunes have greater mobility.

Key words: Coastal dunes, inner structure, crossbedding, Ground Penetrating Radar, Doñana.

## INTRODUCCIÓN

Las dunas costeras son formas arenosas de acumulación generadas por la acción del viento en el frente litoral de las costas deposicionales (Sanjaume, Gracia y Flor, 2011). Los cordones dunares litorales son comunes especialmente en la zona trasera de las playas, que funcionan en este caso como superficie de deflación eólica, suministrando la arena que alimenta las dunas. En las costas arenosas pueden desarrollarse dunas de muy diferente morfología y dimensiones, destacando el carácter transversal al viento y paralelo a la playa del primer cordón de dunas, denominado *foredune* en la literatura anglosajona. Los sistemas dunares en general están bien caracterizados y clasificados, especialmente desde la aparición del primer manual específico de dunas escrito por Nordstrom et al. (1990), sin embargo, la dinámica y la estructura interna de los primeros cordones dunares asociados a playas progradantes continúan escasamente estudiados.

En la flecha de Doñana, que cierra el estuario del Guadalquivir, se localiza uno de los complejos dunares más extensos de Europa. Existen numerosos trabajos que han descrito estos cordones dunares desde diferentes puntos de vista, destacando su morfología y dimensiones (Rodríguez-Ramírez, 2011) y su



FIGURA 1. Localización de los perfiles de Geo-radar.

movilidad (Vallejo y Ojeda, 2011). En estos trabajos se pone de manifiesto una clara diferencia entre la movilidad de las dunas de los cordones dunares interiores, retirados de la actual playa y las dunas del primer cordón asociado al *backshore*.

El uso de los sistemas Geo-radar viene mostrándose últil para el análisis de la estructura interna de las formaciones arenosas litorales. Existen trabajos recientes que analizan mediante esta técnica formaciones arenosas tales como barreras litorales (Costas y Alejo, 2005) y, en concreto, se ha aplicado con éxito para el análisis de campos dunares costeros (Bristow et al., 2000; Rubio Melendi et al., 2013).

El presente trabajo se propone caracterizar la estructura interna de las dunas situadas en diferentes posiciones y con diferente grado de movilidad utilizando un sistema de Geo-radar (*Ground Penetration Radar* o GPR). El objetivo planteado es analizar si existen diferencias en la estructura interna relacionadas con la posición de las dunas, el grado de aporte arenoso, los cambios en las dimensiones y la movilidad.

#### METODOLOGÍA

El estudio de la estructura interna de las dunas se ha llevado a cabo utilizando un equipo RAMAC/GPR DE *Mala Geoscience* con una antena de 250 MHz. Se realizaron dos perfiles en dos áreas con diferente dinámica de aportes en la zona de playa (Fig. 1). Cada perfil comienza en la zona de *backshore* y se extiende hasta el tercer cordón de dunas, atravesando transversalmente los cordones más cercanos a la costa. El primer perfil (perfil Matalascañas) se levantó en una zona de equilibrio entre progradación y retrogradación, mientras que el segundo (perfil San Jacinto) se levantó en una zona progradante, con una alta tasa de sedimentación. Cada uno de los perfiles de Geo-radar se acompañó con un levantamiento topográfico obtenido mediante el uso de una estación total Nikon DTM 332 a fin de encajar los radargramas en el relieve de las dunas.

El resultado gráfico de los radargramas fue procesado usando el software *Groundvision* a fin de mejorar la resolución y la calidad visual de la imagen de los reflectores

#### RESULTADOS

#### Perfil Matalascañas

Los primeros 56m de perfil, corresponden a la estructura del primer cordón litoral (*foredune*). Se puede observar una serie de sets de estratificaciones, cruzadas en artesa separados por superficies de reactivación (Fig. 2a). La laminación interna presenta una mayor continuidad en el núcleo de la duna, presentando forma de cuña hacia las zonas frontal y trasera. Algunos sets aparecen truncados por otros, mostrando que algunas de las superficies delimitantes son erosivas. La serie completa corresponde a un apilamiento de sets.

En la zona interdunar desarrollada entre los metros 140 y 220 se presenta un conjunto de sets muy similar al observado en la cara de barlovento de la duna parabólica anteriormente descrita (Fig. 2b).

Entre los metros 220 y 332 se desarrolla el tercer cordón de dunas. Corresponde a una gran duna parabólica de una longitud transversal de 114 metros y una altura de casi 4 metros. La estructura interna corresponde a sets compuestos por láminas cruzadas planares o de base ligeramente curva separados por superficies de reactivación entre láminas de diferente inclinación (Fig. 2c). En el primer tramo la inclinación de las láminas oscila entre 26° a 40° hacia el norte, mientras que hacia la cresta de la duna presentan una inclinación menor a 20°. Todos los sets de la cara de barlovento están cortados netamente por la superficie topográfica.

#### Perfil San Jacinto

En la primera duna litoral, desarrollada en los primeros 46 metros del perfil, se observa un apilamiento de sets de estratificación cruzada de base en artesa muy similar al descrito en el *foredune* del perfil de Matalascañas (Fig. 3a). Idéntica estructura puede distinguirse en el resto de cordones sucesivos desarrollados hacia el interior de la flecha (Fig. 3 b y c).

## DISCUSIÓN

La estratificación cruzada de los primeros cordones de dunas corresponde a una acumulación de sets de laminaciones, propia de un apilamiento de sets de estratificaciones cruzadas, similar a la descrita, entre otros, por Goldsmith (1973), como una típica duna costera. Las dunas del primer cordón de Matalascañas presentan idéntica estructura a todos los cordones de San Jacinto, lo que quiere decir que todos los cordones de San Jacinto fueron generados en una posición frontal (como *foredunes*) sin que hayan sufrido migración. El segundo cordón de Matalascañas presenta una estructura diferente, compuesta de sets de estratificaciones cruzadas originadas por una migración activa de la duna. El surco interdunar existente entre el primer y segundo cordón de Matalascañas presenta una estructura muy similar al interior del segundo cordón de dunas, lo que indica que este espacio interdunar conserva el registro del paso de la duna del segundo cordón sobre el mismo.

La causa de la diferencia entre los cordones interiores de Matalascañas y San Jacinto podría estar fundamentada en el diferente volumen de material arenoso disponible. Así, en Matalascañas el volumen es más limitado al ser la playa más estable, esto obliga a un constante reciclaje de la arena y a una migración dunar hacia el interior, donde dispone de amplias superfícies sobre las que desplazarse. Por el contrario, en San Jacinto, la existencia de una playa con alta tasa de progradación da lugar a un extenso *foreshore* de



FIGURA 2. Secciones de Geo-radar del perfil de Matalascañas interpretadas.

FIGURA 3. Secciones de Geo-radar del perfil de San Jacinto interpretadas.

baja pendiente, que actúa como superficie de deflación eólica facilitando la génesis de sucesivos cordones que conservan las características de *foredune* acumulativa, sin que ninguno de ellos haya migrado hacia el interior.

Estos resultados corroboran los que se obtienen en anteriores estudios en este mismo ámbito, al compararse la morfología de la duna costera y el balance sedimentario de la playa (Vallejo et al, 2006), resultados que como los actuales se ajustan a lo que indica el modelo clásico de Psuty (1992) sobre la variabilidad espacial de la *foredune* en relación a la dinámica sedimentaria de las playas (Fig. 4).



FIGURA 4. Localización de los perfiles estudiados en el modelo de

#### AGRADECIMIENTOS

Psuty (1992).

Agradecemos al Dr. J.A. Grande y al Departamento de Ingeniería Minera, Mecánica y Energética de la Universidad de Huelva la cesión del equipo de Georadar para realizar esta investigación.

#### REFERENCIAS

Bristow, C, Chroston, P.N y bailey, S.D. (2000): The structure and development of foredunes on a locally

prograding coast: insights from ground penetrating radar surveys. *Sedimentology*, 47: 923-944.

- Costas, S. y Alejo, I. (2005): Estructura interna y evolución de una barrera de arena mediante Georradar. En: *Tendencias actuales en Geomorfología Litoral* (Hernández Calvento et al., Eds.). Gran Canaria. 31-35.
- Goldsmith, V. (1973): Internal Geometry and Origin of Vegetated Coastal Sand Dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43:1128-1142.
- Nordstrom, K. F., Psuty, N. P. y Carter, R. W. G. (eds). (1990): *Coastal dunes: Form and processes*. John Wiley, Chichester. 392 pp.
- Psuty, N.P. (1992): Spatial variation in coastal foredune development: En: *Coastal dunes:* geomorphology, ecology and management for conservation: Proceedings of the 3rd European Dune Congress (R.W.G. Carter, et al., Ed.) Galway, Ireland. 3-13.
- Rodríguez-Ramírez, (2011): Las dunas del litoral onubense. En: Las dunas en España. (E. Sanjaume y F.J. Gracia, Eds.). Sociedad Española de Geomorfología. Cádiz. 387-406.
- Rubio Melendi, D., Flor-Blanco, G. Fernández, J.P. y flor, G. (2013): Guía de aplicación del Georradar a la geomorfología costera. Ejemplo de aplicación al campo dunar de Xagó (Asturias, costa norte española). Geo-Temas, 14: 39-42.
- Sanjaume, E; Gracia, F.J. y Flor, G. (2011): Introducción a la geomorfología de sistemas dunares. En: Las dunas en España. (E. Sanjaume y F.J. Gracia, Eds.). Sociedad Española de Geomorfología. Cádiz. 13-66.
- Vallejo I. y Ojeda, J. (2011): El sistema de dunas activas del Parque Nacional de Doñana. En: Las dunas en España. (E. Sanjaume y F.J. Gracia, Eds.). Sociedad Española de Geomorfología. Cádiz. 427-446.
- Vallejo I., Ojeda, J. y Malvárez, G. (2006): Characterization and classification of the beachdune system of the Doñana National Park, Southern Spain. *Journal of Coastal Research*, 48: 112-117.

## Sediment transport above shoreface-connected sand ridges

## Transporte de sedimento sobre "shoreface-connected sand ridges"

### Q. Guerrero y J. Guillén

1 Institut de Ciències del Mar - CSIC. Passeig Marítim de la Barceloneta 37-49. 08003, Barcelona, Spain: queralt@icm.csic.es

Abstract: A submerged sand dune field interpreted as shoreface-connected sand ridges lies over a former lobe of the Ebro Delta River mouth. The sand ridges are active with a migration rates about 10 m/yr moving towards the S-SE and associated with currents induced by northwestern winds (Mistral). We study the small-scale sediment transport mechanisms above sand ridges using field measurements as well as sediment transport estimations at 13 m depth. Specifically, it is analysed the role of waves and currents in transporting sediments and bedforms reshaping and the relative contribution of the bed load and the suspended load to the total near-bottom sediment transport. As expected, the results show that the near-bottom sediment transport increased during periods that are more energetic with waves and currents. The bed load is the main contributor of the total sediment transport (around 80%) considering the whole period of measurements and even more than the 80% during the specific energetic events. A significant part of the bed load transport occurs through the migration of small-scale superimposed ripples.

Key words: sediment transport, sand ridges, ripples, bed load, suspended load.

**Resumen:** Un campo de dunas submarinas clasificadas como shoreface-connected sand ridges se localiza en un antiguo lóbulo de la desembocadura del delta del Ebro. Estos sand ridges son dinámicos y presentan tasas de migración de 10 m/año hacia el S-SE asociados a corrientes inducidas por los vientos de Mistral (NW). En esta investigación se trata de dilucidar cuales son los mecanismos precisos de transporte de sedimento responsables y asociados a la migración de los sand ridges a partir de observaciones de campo y estimaciones teóricas del transporte de sedimento a 13 m de profundidad. Más concretamente, se discute la importancia e influencia relativa para la migración de los sand ridges del oleaje respecto a las corrientes y del transporte de carga de fondo respecto al transporte en suspensión. Los resultados obtenidos sugieren que el transporte de sedimento cerca del fondo (bed load y suspended load) aumenta durante los periodos más energéticos y que el transporte como carga de fondo es el mayoritario (80% del transporte total durante el periodo estudiado). Se plantea la hipótesis de que el transporte como carga de fondo resporte como carga de polecimente, con la migración de los suba

Palabras clave: transporte de sedimento, sand ridges, ripples, bed load, suspended load.

#### **INTRODUCTION**

Shallow subaqueous dunes and shorefaceconnected sand ridges migration in storm-dominated shelves is, in general, believed to be caused by strong, alongshore, storm currents (Dalrymple and Hoogendoorn, 1997), where waves act as a stirring mechanism and sediment transport is dominated by mean fluxes (Van de Meene and Van Rijn, 2000). Dalrymple and Hoogendoorn, (1997) described sandridge migration mechanism equivalent to that of dunes, where the sediment is eroded from the stoss side and deposited on the lee face as consequence of flow acceleration on the stoss side of the dune toward the dune crest and flow reversal or deceleration on the lee side.

Superposition of smaller-scale bedforms above sand ridges has been largely described (Dalrymple and Hoogendoorn, 1997; Durán et al., 2016; Li and King, 2007). Subordinate bedforms can play a significant role in ridge migration processes and the development of the internal structure p.e. cross-bedding formation (Dalrymple and Hoogendoorn, 1997). When the migration of the smaller bedforms is not causing the growth of the larger ones, they can act as a sediment transport mechanism that contributes to the migration of the larger forms (Venditti et al., 2005). In fact, flume and field observations noticed that secondary bedforms formed on the stoss side and migrated towards the crests of larger bedform producing the migration of the latter (Nagshband et al., 2014; Venditti et al., 2005). Some models also assumed that the migration of the major form occurred wholly in response to the movement of the secondary bedforms climbing its upstream slope and cascading over the crest (Gomez et al., 1989). In these situations, the migration rates of the superimposed small bedforms are much faster than the primary being the sediment movement over the back of the larger essentially equivalent to the volume moved in the whole form (Venditti et al., 2005). It is generally assumed that bed load is the dominant mechanism in generation and migration of dunes whereas suspended sediment transport (most advected to the downstream dune) can dominate during dune degradation processes (Naqshband et al., 2014). Then, almost all the bed load

transport in a dune field is associated with the dunes (Venditti et al., 2005).

In this context, the goal of this work is to analyse sediment transport processes and the role of the superimposed smaller bedforms on the dynamism of the large ones in the Ebro Delta shoreface. Field observations and estimations are both used to characterize bottom shear stresses and the sediment transport to identify patterns and trends of the sedimentary processes related to the formation, maintenance and dynamism of small and large-scale bedforms.

#### STUDY AREA

The Ebro Delta is located in a micro-tidal, stormwave dominated coast (maximum tidal range of 0.25 m). Wave regime with relatively high-energetic events predominates between October and March when the most intense storms occur. These storms have an annual return period and a significant wave height of 3.5 m (Bolaños et al., 2009). The area is subject to three main storm directions (E, NW, and S), with the most intense swell-dominated storms coming from the E. The wind regime is characterized by NW winds, which are extremely intense and persistent causing seadominated storms.

#### DATA AND METHODS

A benthic tripod was deployed from the 13th of October to the 31st of December of 2013 on the shoreface of the Ebro Delta at 13 m depth on a sand ridges field (Fig. 1). The frame was fully equipped with instruments that measured times series of current intensities and directions, bed level oscillations and the acquisition of images from the seafloor morphology. In addition, wave data time series from the offshore buoy of Tarragona (at 688 m of depth, Lat.: 40.68°N and Lon.: 1.47°E) and wind data time series from the meteorological station of the Buda Island on the Ebro Delta (Fig. 1) were used. Sediment samples were also acquired at the same location than the tripod was deployed (Fig. 1).

Sequence of images provided a useful tool to identify changes on the seabed morphology, particularly for identifying periods of ripple formation. Ripple heights were estimated from the time series of the topographic oscillations of the seabed recorded with an altimeter. The seabed location during each period of ripple formation was previously detrended using a polynomial fit and smoothed to finally measure the ripple height as the amplitude between a relative maximum and minimum with a zero-cross in between them. Migration rates were estimated as the time between the pass of two crests recorded with the altimeter. However, robustness of the method depended on where the measure was taking along the ripple crest. Ripples wavelength were estimated as the orthogonal distance between two successive ripples

crests measured from instantaneous images, geometrically corrected using ground control points.



FIGURE 1. A) Ebro Delta location (red square). B) Subaerial Ebro Delta River mouth (shaded); tripod location (triangle); Buda Island meteorological station (red dot); high resolution bathymetry acquired during three cruises in 2004, 2013 and 2015.

Near-bed orbital velocities were calculated from statistics wave parameters ( $H_{rms}$ ,  $T_p$ ) using the parametric method proposed by Wiberg and Sherwood (2008), after propagating the significant wave height (Hs) from the buoy location to the tripod site considering only the shoaling effect. Assuming skin friction, even when ripples were present, the time series of ripple heights and wavelengths were calculated using the ripple predictor proposed by Soulsby et al. (2012). The skin-friction *Shields parameter* due to waves or currents separately ( $\theta_w$  and  $\theta_c$ , respectively) were compared with the threshold of motion or critical Shields value ( $\theta_{cr}$ ). This method also allow to obtain the thresholds when ripple wash out and sheet flow started ( $\theta_{wo}$ ,  $\theta_{sf}$ ).

The sediment transport rates were calculated following (van Rijn, 1993), which considered the effect of wave stirring on the seabed sediment and the sediment transport by currents. The total sediment transport ( $q_{total}$ ) is defined as the sum of the bed load ( $q_b$ ) and suspended load ( $q_s$ ) transport rates.

#### RESULTS

Four periods of ripple formation were identified in the images data during the first month of the deployment (Fig. 2, shaded areas). Numerated chronologically event 1 and 3 displayed ripples with similar morphologies showing straight crests aligned N-S and well-correlated with only wave-dominated hydrodynamic conditions. On the other hand, ripples during events 2 and 4 displayed linguoid crests oriented NW-SE to W-E and they well-correlated with wave- and current-dominated hydrodynamic conditions (Fig.2 A and B). Event 1 was represented by only one single wave along the altimeter data with an amplitude of almost 2 cm and ripples remained fixed (note that it cannot be considered as representative of the whole ripples field because only gives information of one single form). During event 2 mean ripple height was 1.6 cm (maximum height of 2.2 cm) and the migration rates were of 6-9 cm/h towards the S-SE. Event 3 displayed a mean ripple height of 0.5 cm (maximum of almost 1 cm) with no migration. Finally, during event 4 maximum amplitude oscillations on the bed level were ~1.5 cm. Although ripple migrations towards the S-SE were observed in the images, the migration rates obtained using the altimeter data were inconsistent because of the lack of rhythmic behaviour.

Time series of the ripple predictor estimations agreed well with the ripples observed from the images, although ripple height and wavelength were overestimated (Fig. 2 E). According to Shields thresholds, ripples could be developed along the 28 % of the total period (Fig. 2 D). Ripple wash-out and sheet flow conditions could only occur during peaks of wave height and current velocities representing the 1.6% and 1% of time, respectively (Fig. 2 D).

The sediment transport resulted maximum from mid-November to the beginning of December, when the most severe storms occurred (Fig. 2 C). Estimations of sediment transport indicated that sand movement was widely dominated by the bed load over the suspended load (> 80 % of the total) considering the whole time series (Table I). Sediment transport rates were high during wave-current ripple events (2 and 4), but resulted in a mean sediment transport nearly zero during the two wave-dominated ripple events (1 and 3) (Table I). Furthermore, slightly more than the 71% of the bed load were with presence of ripples while the 2.65% were during sheet flow conditions. The remainder bed load transport probably occurred during flat-bed conditions near the threshold of ripple development.

#### DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Wave-dominated ripples remained almost fixed on the seabed while wave-current-dominated ripples displayed high dynamism, changing their morphologies and migrating towards the S-SE. Moreover, it can be expected active ripples around 30% of the study period.

The ripple dimensions obtained with the predictor overestimated the observations. In general, the method appear to be a good indicator to determine periods of ripple development, except when  $\theta$  was slightly lower than  $\theta_{cr}$ , as occurred during event 3, when ripples were observed under theoretical non-motion conditions. It merely serves to emphasize that Shields curve represents a "region" of transition from no movement to significant movement rather than an abrupt transition.

q (g/s/m)	Total period	E - 1	E - 2	E - 3	E - 4
Mean	1.2097	6.8985e-04	1.2562	0	0.3896
qs	0,1938	3.0319e-05	0.1453	0	0.0478
qs (%)	16	4.4	11.56	-	12.27
qb	1.016	6.5953e-04	1.1109	0	0.3418
qb (%)	84	95.6	88.44	-	87.73
TIDIEI	1.6 1	C	1 1 1 1 1	1	1 1

TABLE I. Mean and percentage of total, bed load and suspended load sediment transport of the total period studied and during the periods of ripples formation and migration.

During the deployment, most of the high-energy events were under waves and currents conditions acting at the same time. However, according to the Shields parameter waves dominated the hydrodynamics over currents during almost all of these periods (Fig. 2 D). It suggests that, in general, ripple could formed during hydrodynamic conditions associated with waves and the currents seems to better explain the dynamism (migration) of the ripples and the sediment transport.

The bed load sediment transport widely dominated over the suspended load with more than 80% of contribution considering the whole deployment and being this proportion larger considering only when high-energy hydrodynamic conditions. Furthermore, more than the 71% of this bed load was directly related to the ripples. According to Guerrero et al. (2017) the NW wind-induced currents are the main responsible to sand ridges migration towards the S-SE while waves were suggested as the reshaping mechanism of these forms in the opposite direction. The ripple migration was observed only during combined waves and current conditions towards S-SE (the same direction than sand ridges migration). Therefore, the bed load sediment transport, responsible of the sand ridges migration, could be at least partially related with the smaller-scale superimposed ripple migration.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by the Spanish Government with the research project FORMED (CGL2012-33989). Q. Guerrero was supported by an FPI grant (Ref. BES-2013-066261). We thank the captain and the crew of the R/V García del Cid for their kind assistance.

#### REFERENCES

- Bolaños, R., Jorda, G., Cateura, J., Lopez, J., Puigdefabregas, J., Gomez, J., Espino, M., 2009. The XIOM: 20 years of a regional coastal observatory in the Spanish Catalan coast. J. Mar. Syst. 77, 237–260.
- Dalrymple, R.W., Hoogendoorn, E.L., 1997. Erosion and deposition on migrating shoreface-attached ridges, Sable island, Eastern Canada. Geosci. Canada 24, 25–36.
- Durán, R., Guillén, J., Rivera, J., Muñoz, A., 2016. Holocene evolution of sand ridges in a tideless

continental shelf (Western Mediterranean ), in: MARID V (Marine and River Dune Dynamics). pp. 61–64.

- Gomez, B., Naff, R.L., Hubbell, D.W., 1989. Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms. Earth Surf. Process. Landforms 14, 135–156.
- Guerrero, Q., Guillén, J., Durán, R., Urgeles, R., 2017. Contemporary Subaqueous Dune Field Development Over an Abandoned River Mouth (Ebro Delta), in: Guillén, J., Acosta, J., Chiocci, F.L., Palanques, A. (Ed.), Altlas of Bedforms in the Western Mediterranean. pp. 89–93.
- Li, M.Z., King, E.L., 2007. Multibeam bathymetric investigations of the morphology of sand ridges and associated bedforms and their relation to storm processes, Sable Island Bank, Scotian Shelf. Mar. Geol. 243, 200–228.
- Naqshband, S., Ribberink, J.S., Hulscher, S.J.M.H., 2014. Sediment transport distribution along developing sand dunes. River Flow.

- Soulsby, R.L., Whitehouse, R.J.S., Marten, K.V., 2012. Prediction of time-evolving sand ripples in shelf seas. Cont. Shelf Res. 38, 47–62.
- Van de Meene, J.W.H., Van Rijn, L.C., 2000. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast - Part 1: Field observations. Cont. Shelf Res. 20, 2295–2323.
- van Rijn, L.C., 1993. Simple General Formulae For Sand transport In Rivers, Esturies and Coastal Waters. 1–16.
- Venditti, J.G., Church, M., Bennett, S.J., 2005. Morphodynamics of small-scale superimposed sand waves over migrating dune bed forms. Water Resour. Res. 41, 1–14.
- Wiberg, P.L., Sherwood, C.R., 2008. Calculating wave-generated bottom orbital velocities from surface-wave parameters. Comput. Geosci. 34, 1243–1262.



FIGURE 2. A) Time series of the wave height (line) and directions (dots). B) Current intensities (line) and direction (dots) measured at 1 mab. C) Total sediment transport (black line), bed load sediment transport (red line) and suspended load sediment transport (green line) time series. D) Skinfriction Shields Parameter due to waves ( $\theta_{w}$ ), and currents ( $\theta_{c}$ ), critical Shields parameter ( $\theta_{cr}$ ), the start limit of ripples wash out ( $\theta_{wo}$ ) and of sheet flow ( $\theta_{st}$ ). E) Time series of equilibrium ripple wavelengths and heights following the methodology proposed by Soulsby et al. (2012). Events 1 to 4 are chronologically the grey shaded areas.

## Investigations on the origin, evolution and geomorphological significance of the Las Chapas/Cabopino dunes as an Atlantic/Mediterranean hybrid coastal dune system in Marbella, Málaga.

Investigaciones del origen, evolución e importancia geomorfológica de las dunas de Las Chapas/Cabopino como sistema dunar híbrido Mediterráneo/Atlántico en Marbella (Málaga).

G. Malvárez<sup>1y2</sup>, F. Navas<sup>1y2</sup>, E. Guisado-Pintado<sup>3</sup> y D.W.T. Jackson<sup>4y2</sup>

Abstract: The Las Chapas/Cabopino dune system is located in the Mediterranean coast of Andalusia. The development of tourism over the last 60 years has helped obscure from view perhaps the most significant dune system in the western Mediterranean in terms of size, geomorphological complexity and sedimentological significance. A combination of extensive sediment supply, available (accommodation) space to position a dunefield, and suitable wind/wave energy over the last thousand of years has resulted in an extensive dune field whose genesis and evolution is not fully understood nor described adequately.

The dune system was delineated through photo-interpretation using 1944 and 1956 aerial photography and validated by recent ground-truth surveys. Among the various dune types present, a variety of imbricated parabolic and parabolic dune plains, as well as transverse and Nebkhas dunes were identified. Preliminary ground penetrating radar was also conducted to examine the internal structure of the dunes to show distinct cross bedding and other unequivocal aeolian depositional features. Here we propose a conceptual evolutionary model for the origin of this large coastal dunefield which is unusually large for a Mediterranean setting. We purport that its existence may be linked to large scale sediment input that is not only connected to riverine sediment supply (as with most other Mediterranean dune systems) but also to nearshore dynamics (similar to North Atlantic dunes).

Key words: Ground Penetrating Radar, Cabopino/Artola dunes, Torreladrones, accommodation space, ground-truth, Costa del Sol.

**Resumen:** El sistema dunar Las Chapas / Cabopino se encuentra en la costa mediterránea de Andalucía. El desarrollo turístico de los últimos 60 años ha oscurecido el sistema de dunas posiblemente más significativo del Mediterráneo occidental en términos de tamaño, complejidad geomorfológica e importancia sedimentológica. Una combinación de suministro extensivo de sedimentos, espacio de alojamiento y energía eólica / oleaje durante los últimos 18.000 años ha dado lugar a un extenso campo de dunas cuya génesis y evolución todavía no se conoce completamente.

Entre los diversos tipos de dunas -identificados a través de fotointerpretación y validados con recientes trabajos de campo-, hay una variedad de campos parabólicos e imbricados, dunas transversales y de Nebkhas. También se llevó a cabo una campaña de georadar para examinar la estructura interna de las dunas que muestra en sus resultados preliminaries, lechos cruzados y otras características deposicionales eólicas inequívocas (como slipfaces). El origen de este extenso campo de dunas, inusual en un entorno mediterráneo, debe vincularse a un aporte de sedimentos a gran escala que no sólo está relacionado con el suministro de sedimentos procedentes de cuencas fluviales (como con la mayoría de los sistemas de dunas mediterráneos) sino también a procesos de dinámica del nearshore (similar a las dunas del Atlántico Norte).

**Palabras clave:** Georadar/radar de penetración terrestre, dunas de Cabopino/Artola, Torreladrones. comprobaciones en el terreno, Costa del Sol.

#### **INTRODUCTION**

Coastal dune systems evolve when adequate sediment supply in the nearshore feeds a beach system that is subject to high rates of aeolian and wave energy to promote generally onshore and inland sediment transport over a sufficient period of time. Accommodation space is also key to facilitate the initial development of the dune system. These three conditions, i.e. high sediment supply, wave and wind energy above given thresholds, and sufficient accommodation space, must be present over a geomorphologically significant time period to generate and maintain a coastal dune system. Thus, for any

<sup>1</sup> Área de Geografía Física, Universidad Pablo de Olavide, Sevilla 41013 Sevilla. gcmalgar@upo.es

<sup>2</sup> Coastal Environments Research Group. Universidad Pablo de Olavide, Sevilla 41013 Sevilla

<sup>3</sup> Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional . Universidad de Sevilla. 41004. Sevilla

<sup>4</sup> School of Geography and Environmental Sciences. Ulster University. Coleraine, BT521SA Northern Ireland (UK)

given dune system we can infer the conditions that were responsible for its genesis and evolution. However, the literature is inconsistent when we seek the identification of such parameters to document certain types of dunes, such as common transgressive dunes (Hesp, 2013). Additionally, generalised assumptions do summarise conditions that generate differences between dune types and their evolution in the Regional context. For instance, Doody (1991) suggests that Atlantic and Mediterranean dunes are different in origin and evolution due to the significantly different energy regimes of the nearshore, beach and aeolian systems. Furthermore, sediment supply in Mediterranean and Atlantic nearshore and beach systems (and hence dunes) may have a number of components that vary with latitude. In north Atlantic latitudes it is well-documented that the main sedimentary source can be attributed to large postglacial deposits that contribute to the generation of both loess and sand deposits (Smalley, 1966), which are in turn suitable for reworking by wind once deposited onto the beach system. Also, as Gracia et al. 2006 argue, Atlantic dunes in southern Spain are linked to significant riverine deposits which after a variable time over the continental shelf and reworking by marine agents thus generating various dissipative environments where dunes tend to occur. In this context, dunes are normally well-supplied sedimentary systems and are heavily linked to marine processes on the continental shelf and the nearshore, as well as to suitable onshore winds.

Conversely, in the Mediterranean the permanent feeding of large river basins or coastal lagoons are key to the very existence of coastal dunes. If the system develops, for instance due to constant drops in sea level since the Flandrian maximum (c 6k yr) and no neotectonics significantly affects the area, the usual scenario is the appearance of a narrow, elongated and low aeolian sand sheet or foredune in some instances. The best examples of such dune systems in Spain are found in Alicante (Dunas de Guardamar) and on the Ebro Delta. These systems are totally dependant on the significant sediment yields of the Segura (18,870 km<sup>2</sup> of semi arid catchment) and Ebro (80,093 km<sup>2</sup>) rivers respectively, and on the continuous and impact from land use changes producing extraordinary sedimentary yields through historical times (Maselli and Trincardi, 2013).

In the southern Mediterranean coast of Spain the Las Chapas/Cabopino coastal dune system has evolved in this low energy (both wave and wind) environment to significant dimensions. Contributing river basins are as small as the Guadalmansa, with 59 km<sup>2</sup> catchment area. The current landscape of intense urbanisation has largely obscured from view perhaps one of the most significant dune system in the western Mediterranean in terms of size, geomorphological complexity and sedimentological significance. The actual dune system

is over 12 km in length with an average width of 500 to 1000 m with peaks of some 2 km and comprises a variety of dune types that illustrates its complex genesis and evolution. The height of inner dunes (commonly parabolic) is on average 20 m. A combination of extensive sediment supply, accommodation space and wind/wave energy over the last 18k years has resulted in an extensive dune field whose genesis and evolution is poorly understood and unpresented in the literature. One of the specificities of the Las Chapas/Cabopino system may be its apparent detachment from direct riverine sediment inputs (as described above for typical Mediterranean settings) with a much strong input from nearshore sources.

This paper presents preliminary evidence for the existence of an unusually large dune system on the Mediterranean coast through a combination of GPR surveys, aerial photography and ground truth site visits.

#### STUDY AREA

The Las Chapas/Cabopino dune system is located in western Costa del Sol, on a south facing Mediterranean coast of the Alborán Sea. The dunes are accommodated in the eastern section of the Ensenada de Marbella (Fig. 1) and extend from the town of Marbella to the Punta Calaburras. The Alboran Sea is a complex hydrographic and geological system due to its proximity to the Strait of Gibraltar. Beach profiles are steep and far from being dissipative in terms of beach state, adjusted to high frequency waves generated by the local sea waves that are common in fetch limited environments, and thus have generated a steep and narrow surf zone (Malvárez, 1999). Given that the effective fetch is limited to an average 500 km, sea waves are common and only rarely do swell waves filter from the Atlantic Ocean to the site. This results in a concentration of wave action on a narrow fringe of a steep coastal shelf.

![](_page_281_Figure_9.jpeg)

FIGURE 1. Study Area.

The wave climate in the region, is characterised by long periods of calms (over 77% per year) in which the wave heights are less than 1 m (around 0.8 m are found in summer and almost 1.3 m in winter) and periods are short (T: 4-5 seconds) corresponding with short crested

![](_page_282_Figure_2.jpeg)

FIGURE 2. Las Chapas/Cabopino dune characterisation. From Guisado et al., 2016)

waves originated by local winds and limited fetch. Wave and wind approach is characterised by the alternation, almost 50%, of westerly and easterly winds, both in summer and winter seasons. Tidal range is microtidal (<20 cm average astronomical tidal range) and semidiurnal and thus the main hydrodynamic influence on the coast is wave action. In terms of high-energy events, decadal records showed that storms are characterised by a low variability of wave approach; the majority are easterly events (range from 80-135 degrees) with deep water wave heights greater than 5 m (Guisado et al., 2013).

#### **METHODS**

Given the overall extent of urbanisation at the site, the methodology had to first concentrate on the identification of the full natural layout of the dune system. Thus, three main components were utilised: (i) Aerial photographic interpretation to identify dune types; (ii) localised GPS surveys to describe topography of dune-type morphologies; and (iii) GPR surveys at areas identified by aerial photography and determined by GPS topography.

Georeferencing and mosaicing of the aerial photographs enabled photo-interpretation to develop a dune types map of the entire system. The photographs used were the digital version of the stereoscopic pairs from the American flight of 1956 from IECA (Mapping and Statistical Institute of Andalusia) originally at 1:50000 scale.

Eleven profiles across the entire dune field were targeted in the 1956 aerial photography and carried out using a Leica Zeno 20 RTK GPS system. Profile topography enabled the simultaneous GPR surveys to capture location and relief information for post-processing.

A Pulse EKKO PRO Ground Penetrating Radar using 100 MHz antennae was used to document internal structures in 3 selected dune cross sections and used later for identifying dune type and sedimentation patterns from the landward extents to the coastal fringes (1km to 300 m depending on each profile).

#### **RESULTS AND DISCUSSION**

Preliminary results show the variation in height from the inner sections to the current sea level and suggests that the topography is showing a decreasing pattern typical of aeolian features rather than a beach ridge (when comparing findings from Hesp et al. 2005) that followed sea level in the descending trend of the last 6k yr.

Slip-face structures observed in GPR profile on dune crests are interpreted as indications of the advance inland of the transgressive dunes at times when the large volumes of sediments created mobile dune trains (Fig. 2). The photo-interpretation allowed a full view of the dune types along and across the system. The western section (Fig. 2 box A) shows significant imbricated parabolic dunes whose development may be related to a process of reworking of previous structures of parabolic dunes, given the potential diminishing sediment supply scenario, as described by Hesp (2013).

The foredunes at this stage (1950s) were very developed illustrating that a continuous feature existed all along the 12 km system when combining current and degraded (i.e. modified) foredunes. This is a clear indication of substantial sediment supply that is no longer available. The beach supplying the initial sediments would have had to perform like a fully dissipative environment which is not common in Mediterranean settings and can only be explained by an active and continuous link between an abundant nearshore sand supply that transferred sediments of the necessary type (e.g. fine grain size and high sorting) for the transfer from beach to dune material to be so effective in a short timespan. These are characteristics that link the Las Chapas/Cabopino system to nearshore processes and detach it from direct riverine supply.

Previous research also shows that the continental shelf, down to depths of 50 metres, is dominated by complex sediment transport related bedforms. Our conceptual model for circulation proposes that a large deposit is storing sands and presumably promoting sorting in average to shallow water conditions behind the Placer de las Bóvedas, 10 to 15 km to the west of the dune field. The availability of the large deposits of sands would have fed the older and most inner dune fields of the Las Chapas/Cabopino system, as interpreted from Fig. 2 box B where large vegetated parabolic dunes (marked 9) existed on the inner sections of the system. Correspondingly, the aerial photographs showed significant activity in mobile dunes in those eastern reaches of the system (1 & 8) consistent with, presumably, bursts in sediment supply.

## CONCLUSIONS

Atlantic and Mediterranean environments produce significantly different littoral sedimentary and morphodynamic settings that promote a variety of features such as full spectra of beach types and dune systems.

The combination of accommodation space and energy along with sediment supply normally yields a predictable dune system type in each of these two environments. However, near the confluence of the Mediterranean and the Atlantic, the Las Chapas/Cabopino dune field can be described as a *hybrid* system where the dynamics of the continental shelf plays a much more significant role in helping to develop larger than expected coastal dune fields.

### REFERENCES

- Del Río, J.L., Malvárez, G. and Navas, F. (2015): Aportes sedimentarios fluviales en el sistema litoral y su importancia para la gestión de costas: El caso de la ensenada de Marbella. Geotemas, 15,165-168
- Doody J.P. (Ed.) (1991): Sand dune inventory of *Europe*. Joint Nature Conservation Committee, Peterborough; the European Union for Coastal Conservation, Leiden. 80p.
- Gracia, J., del Rio, L., Alonso, C., Benavente, J., Anfuso, G., 2006. *Historical evolution and present state of the coastal dune systems in the Atlantic coast of Cadiz (SW Spain): palaeoclimatic and environmental implications*. In: Alonso, I., Cooper, J.A.G. (Eds.), Coastal Geomorphology in Spain. Proc. of the III Spanish Conference on Coastal Geomorphology: J. Coastal Research S.I., 48, pp. 55–63.
- Guisado, E., Malvárez, G. and Navas, F., 2013. Morphodynamic environments of the Costa del Sol, Spain. Journal of Coastal Research, 65, 500-505.
- Guisado-Pintado, E; Malvárez, G; Jackson, D.W.T., Navas, F. (2016) Inconsistencies in coastal dune genesis and development in the western Mediterranean Cabopino Dune system, southern Spain. European Geoscience Union, Abstracts, 18, EGU2016-13715-1.
- Hesp, P. (2013): Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems *Geomorphology* Volume 199, 138–149
- Hesp, P., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L,J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L, Toldo-Jr., E., Tabajara, L.L.C. de A. and Clerot, L.C.P. (2005): Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 77(3), 493-508.
- Malvárez, G. (1999): Procesos morfodinámicos litorales de la Costa del Sol. En: Senciales, J.M., Ferre, E. (Coords.), Elementos del paisaje de la provincia de Málaga. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga, 169-229.
- Maselli, V. and Trincardi, F. (2013): *Man made deltas*. Scientific Reports, vol. 3, 1926
- Smalley, I. J. (1966): The Properties of Glacial Loess and the Formation of Loess Deposits. Journal of Sedimentary Petrology Vol. 36 No. 3, 669-676.

## Compartimentación morfosedimentaria de la costa de Asturias (NO de España)

Morphosedimentary coastal compartments in Asturias (NW Spain)

#### G. Flor<sup>1</sup>, G. Flor-Blanco<sup>1</sup> y M<sup>a</sup> Rey Ruanova<sup>2</sup>

1 Dpto. Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo (Asturias). <u>gflor@geol.uniovi.es</u>, <u>gfb@geol.uniovi.es</u> 2. Geóloga. mariinha@hotmail.es

**Resumen:** La costa acantilada de Asturias contiene un gran número de playas arenosas entre las que se intercalan otras de cantos, donde los grandes ríos montañosos suministraron las fracciones de arenas siliciclásticas, mientras que los sedimentos carbonatados biogénicos se forman en la franja costera. Los resultados de las granulometrías y calcimetrías obtenidos de 1.413 muestras arenosas superficiales procedentes de 61 playas permiten segmentar, desde la perspectiva morfosedimentaria, la totalidad de esta costa, identificando la influencia de las grandes aportaciones fluviales, y las arenas biogénicas derivadas de los afloramientos costeros y aportaciones de nutrientes desde estuarios.

Palabras clave: Costa acantilada, sedimentología, playas, Asturias.

**Abstract:** The Asturian cliff coast contains a large number of sandy beaches and also some sparse gravel beaches. Beach sediments proceed from great mountainous rivers that supply siliciclastic sands, while the biogenic carbonate sediments are formed in the coastal strip. The texture and carbonate content of 1,413 surface sandy samples from 61 beaches have been characterized. The results allow compartmenting the coast of Asturias from the morphosedimentary point of view, identifying the great fluvial contributions and the biogenic sands coming from both the coastal upwellings and the supplied nutrients by estuaries.

Key words: Cliff coast, sedimentology, beaches, Asturias.

#### INTRODUCCIÓN

La costa rocosa abrupta de Asturias, que se xtiende algo más de 387 km, contiene playas entre acantilados (*embayed beaches*), mayoritariamente, como ensenadas cerradas e individualizadas, algunas continuando por prismas arenosos sumergidos someros, dificultando las transferencias sedimentarias longitudinales. Otras playas han construido campos dunares, generalmente asociadas a grandes ríos o a estuarios amplios. El perfil costero tiene una disposición general O-E, destacando la presencia del cabo de Peñas en el área central, y un perfil costero que se escalona NO-SE hacia el costado oriental (Fig. 1).

Longitudinalmente, la costa se zonifica atendiendo a las características morfológicas y sedimentológicas de las playas intermareales arenosas, aplicando parcialmente el concepto de célula costera (Inman y Frautschy, 1965), aunque prescindiendo de la cuantificación de los flujos sedimentarios.

![](_page_284_Figure_14.jpeg)

FIGURA 1. Situación de la costa asturiana en el área centro occidental del mar Cantábrico (NO de la península Ibérica).

También se ha denominado como compartimento sedimentario costero (Davies, 1974) o elemento fisiográfico cuando el transporte longitudinal es unidireccional y a largo plazo (Barsanti et al., 2011).

#### METODOLOGÍA

Se han caracterizado los sedimentos de 61 playas (Tabla 1 y Figura 2): Arnao (1), Peñarronda (2), Mexota (3), Sarello (4), Anguileiro (5), Porcía (6), Arnelles (7), Navia (8), Frejulfe (9), Barayo (10), Otur (11), Salinas de Luarca (12), Cueva (13), Cadavedo (14), Luiña (15), Artedo (16), Aguilar (17), Quebrantos (18), Bayas (19), Bahínas (20), Santa María del Mar (21), Salinas-El Espartal (22), Xagó (23), Aguilerina (24), Aguilera (25), Tenrero (26), Bañugues (27), El Gayo (28), La Ribera (29) Antromero (30), La Pregona (31), Carranques (32), Tranquero (33), Xivares (34), Aboño (35), El Arbeyal (36), San Lorenzo (37), La Ñora (38), España (39), Merón (40), Tazones (41), Rodiles (42), El Escanu (43), La Griega (44), La Isla (45), Espasa (46), Vega (47), Santa Marina (48), Pría (49), Cuevas de Mar (50), Gulpiyuri (51), Bedón (52), Toranza (53), Barro (54), Palombina (55), El Sablón (56), Toró (57), Buelna (58), Cobijero (59), La Silluca

(60) y La Franca (61).

Se tomaron 1.413 muestras arenosas superficiales en la playa emergida. Se calcularon los parámetros de rango, centil y de relación (Folk y Ward, 1957): media, calibrado, asimetría y angulosidad. Cada muestra total se sometió al análisis de carbonatos (gravimétrico) para disponer de la relación sílice/carbonato biogénico. La totalidad de los datos de los parámetros granulométricos y de los porcentajes carbonatados se trataron de forma promediada para cada playa (Tabla 1). Se complementa con datos de ubicación de playas de cantos y campo dunares (Flor y Flor-Blanco, 2014).

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Para el conjunto de playas estudiadas, las arenas varían de medias a finas (Tabla 2, Fig. 2), siendo más gruesas en playas ligadas a grandes ríos, como el Navia, Nalón y Sella. Los carbonatos biogénicos alcanzan máximos en el extremo occidental y desde justo el costado O de cabo Peñas hasta el Sella

	LEYE	INDA	1. Arnao	2. Peñarronda	3. Mexota	4. Sarello	5. Anguileiro	6. Porcía	7. Arnelles
	C	Mz	0,16 2,04	0,48 1,90	0,22 1,32	0,50 1,62	0,23 1,31	1,01 1,67	-1,61 0,40
	0	Ski	0,47 -0,05	0,47 -0,08	0,39 0,03	0,52 0,00	0,52 0,03	0,63 -0,03	0,74 -0,04
	Kg	CaCO.	0,93 51,92	0,93 47,83	1,01 86,23	1,04 79,71	1,10 88,40	1,10 68,18	1,11 1,25
	n = número	o muestras	n = 38	n = 24	n = 6	n = 5	n = 26	n = 10	n = 8
	С	( <b>b</b> )	8 Navia	9 Freiulfe	10. Baravo	11. Otur 12	2. Salinas/Luarc	a 13. Cueva	14. Cadavedo
	Mz	τ (φ)	-0,48 1,06	0,40   1,12	-0,05   1,11	0,82   1,77	0,15   1,78	0,66   2,35	0,45 2,08
	ব	( <b>φ</b> )	0,47 -0,09	0,30 -0,03	0,54 0,13	0,35 0,04	0,35 -0,12	0.47 -0,43	0,68 -0,23
	CaC	O <sub>3</sub> (%)	0,99 0,95	1,03 1,15	0,93 2,45	1,26 8,80	1,12 10,28	1,12 25,45	1,03 28,18
			n = 16	n = 40	n = 17	n = 20	n = 6	n = 11	n = 11
1	5. Luina	16. Artedo	17. Aguilar	18. Quebranto	s 19. Bayas	20. Bahinas 2	1. Sta. Mª del M	ar 22. Salinas	23. Xagó
0,2	21 2,05	0,89 2,35	0,79 2,11	0,01 1,04	0,76 1,60	-0,17 1,51	-0,03 1,86	0,90 1,87	0,85 2,12
1 7	10 -0,04	1 20 19 65	1 00 22 34	1 00 0.50	0,40 0,10	0,52 -0,14	1 18 3 12	1.07 2.06	1 00 9 54
1,0	n = 0	n = 5	<u>1,09</u> 22,34	1,00 0,00	0,90 0,75	0,93 2,90	$\frac{1,10}{0,12}$	1,07 = 2,90	<u>1,00</u> <u>9,04</u>
	11 – 9	11 - 5	11 - 20	11 – 40	11 - 20	11 - 5	n – 11		11 - 155
4.	Aguilerina	25. Aguilera	26. Tenrero	27 Bañuques	28. El Gavo	29. La Ribera	30. Antromero	31. La Pregona	32. Carrangues
0,2	29   1,57	-0,03   1,39	-0,17   1.04	0,15   2,68	0,96 2,54	1,08   2,68	0,85 2,88	0,35 2,62	0,15  1,65
0,	53 0,05	0,57 -0,01	0,49 -0,01	0,60 -0,10	0,55 0,03	0,90 -0,15	0,54 0,03	0,42 -0,26	0,60 0,08
1,	13 42,75	1,09 51,36	1,11 52,39	1,26 27,26	1,28 26,03	1,58 16,27	1,13 18,19	1,60 31,95	1,06 56,16
	n = 40	n = 34	n = 41	n = 21	n = 31	n = 9	n = 27	n = 11	n = 32
		24 Vissana							
0	15 2 00	1 15 2 05	35. Abono	36. El Arbeyal	37. San Lorenz	0 38. La Nora	39. Espana	40. Meron	41. lazones
0,	51 0.06	0.44 0.07	0.47 0.14	0.59 -0.28	0.60 -0.17	0.55 -0.03	0.40 -0.02	0.33 -0.02	0.46 -0.06
1.	13 45 80	1.03 37.63	0.99 40.87	1.55 -	1.00 62.12	1.15 18.17	1.10 53.19	1.29 72 70	0.96 85.52
- 22	n = 22	n = 50	n = 21	n = 80	n = 87	n = 11	n = 16	n = 10	n = 8
42.	Rodiles	43. El Escanu	44. La Griega	45. La Isla	46. La Espasa	47. Vega	48. Sta. Marina	49. Pría 50	). Cuevas del Ma
0,4	6 1,61	0,74 2,07	-0,17 1,14	0,31 1,82	0,36 1,76	1,03 1,91	0,46 2,01	1,24 1,77	1,05 2,23
0,4	2 -0,03	0,50 0,45	0,46 -0,01	0,47 -0,12	0,41 -0,06	0,36 0,11	0,40 0,00	0,37 -0,08	0,37 0,00
0,9	95 53,32	1,00 51,63	1,18 62,08	1,27 40,86	1,18 46,61	1,08 51,11	1,16   18,16	0,88   13,18	0,82 22,27
	n = 29	n = 6	n = 26	n = 15	n = 20	n = 34	n = 52	n = 9	n = 16
= 4	Culmburg	50 Dadźa	52 Toronzo	54 Parro	55 Palombina	56 El Sablán	57 Toró	58 Buolpa	59 Cobilara
51		0 17   2 10	1 20   2 14	1 27   2 07	1 50   2 33	1 12 2 16	1 01   2 13	0.72 1.56	1 00 2 11
0,0	51 0.07	0.53 -0.08	0.31 0.12	0.26 0.07	0.30 0.16	0.46 -0.12	0.37 -0.15	0.51 0.01	0.47 -0.20
1 2	21 19 71	1 58 11 82	0.98 12.21	0.99 10.91	0.94 15.45	0.78 24 13	1 03 24 90	1 07 24 64	0.82 18.74
• ,•	n = 16	n = 19	n = 9	n = 9	n = 6	n = 6	n = 9	n = 5	n = 9
60.	La Silluca	61. La Franca	a						
1,	15 2,31	1,42 2,13							
0,	41 -0,22	0,29 0,02							
0,	83 20,06	1,03 21,76							

n = 8 n = 11

TABLA I. Promedios de los diferentes parámetros granulométricos y del contenido carbonatado bioclástico de playas arenosas representativas de la costa de Asturias, citadas de O a E (de arriba abajo: 1 a 61).

![](_page_286_Figure_2.jpeg)

FIGURA 2. Distribución de los promedios de los parámetros granulométricos y contenido carbonatado biogénico de las playas estudiadas.

#### **COMPARTIMENTACIÓN COSTERA**

Los resultados de los promedios de los parámetros granulométricos de rango y de relación y del contenido carbonatado biogénico (Fig. 2) permiten subdividir la costa, longitudinalmente, en relación a las playas arenosas (en mayúsculas las dependientes de los suministros de grandes ríos), incluyendo las de cantos. Son: EO, playas de cantos Eo al Navia, NAVIA, playas de cantos Negro a Esqueiro, intercalándose las playas mixtas de Esva-Cadavedo, Luiña+Artedo, NALÓN, playas de Podes-Verdicio, tramos NE y SE de cabo de Peñas, sector San Lorenzo-Merón, Villaviciosa a Vega y SELLA (Fig. 3).

![](_page_287_Figure_2.jpeg)

FIGURA 3. Compartimentación morfosedimentaria en sentido longitudinal a lo largo de la costa acantilada asturiana, en relación con las playas intermareales arenosas.

Los tramos de grandes ríos desarrollaron campos dunares, cuyas dimensiones y volúmenes arenosos tienden a disminuir hacia el E. Solo el del Sella culmina con un campo dunar en la barrera estuarina y su suministro a las playas orientales fue insuficiente para construir campos dunares. Los segmentos de S. Lorenzo-Merón y Villaviciosa-Vega también contienen campos dunares de menor entidad, el segundo con un mayor número. El cabo de Torres y el promontorio de los Carreros retienen en sus costados occidentales un mayor volumen arenoso circulante como deriva, que se manifestó en la formación de amplios campo dunares.

El cabo de Peñas se interpone a la corriente costera O-E, desencadenando afloramientos que incrementan los carbonatos biogénicos en playas próximas (24, 25 y 26 en el costado occidental; 32 y 37 en el oriental). También son elevados por aportación de nutrientes de estuarios con amplias llanuras fangosas y marismas (1 a 6 al E del Eo; 42 y 43 por Villaviciosa), (Tabla I y Fig. 2). También las arenas biogénicas y siliciclásticas pueden ser heredados del último ciclo eustático, o anteriores.

## CONCLUSIONES

En la costa rocosa acantilada de Asturias, se han formado numerosas playas entre promontorios, que desde el análisis granulométrico y composición mineralógica (carbonato/sílice) de las arenosas y la inclusión cartográfica de las de cantos es posible sectorizar morfosedimentariamente esta costa. Las playas rellenadas por los suministros de fracciones arenosas siliciclásticas de grandes ríos tienen un mayor protagonismo (Eo, Navia, Nalón y Sella). Los altos contenidos de arenas biogénicas en playas están relacionados con afloramientos costeros.

#### REFERENCIAS

- Barsanti, M., Calda, N. y Valloni, R. (2011): The Italian coasts: a natural laboratory for the quality evaluation of beach replenishments. *Journal of Coastal Research*, SI, 61: 1-7.
- Davies, J. L. (1974): Coastal sediment compartment. Australian Geographical Studies, 12, 139-151.
- Davidson-Arnot, R. (2010): *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press, 442 p.
- Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2014). Componentes de viento generadores de morfologías y campos de dunas costeras en Asturias (NO de España). Q&G, 28, 47-68.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Inman, D.L. y Frautschy, J.D. (1965): Littoral processes and the development of shorelines. In: Chapter 22. Coastal Engineering, Santa Barbara Specialty Conf., ASCE, 511-536.
# Comparación de la dinámica dunar entre las formaciones situadas en los hemideltas norte y sur del río Ebro

## Comparison of dune dynamics between formations located in the northern and southern hemideltas of the Ebro River.

## I. Rodríguez-Santalla<sup>1</sup>, D. Gómez<sup>1</sup>, M. J. Sánchez<sup>2</sup>, I. Montoya-Montes<sup>2</sup>, T. Martín<sup>1</sup>, S. Martín-Velázquez<sup>1</sup>, F. Barrio<sup>3</sup>, J. Serra<sup>4</sup>, F. J. Gracia<sup>5</sup>

1 Departamento de Biología, Geología, Física y Química inorgánica. ESCET. Universidad Rey Juan Carlos C/ Tulipán s/n 28933 Móstoles (Madrid) inmaculada.rodriguez@urjc.es

2 Instituto de Oceanografía y Cambio Global IOCAG. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria Edificio de Ciencias Básicas Campus de Tafira 35017 Las Palmas

mariajose.sanchez@ulpgc.es; isabel.montoya@ulpgc.es

3. Departamento de Ingeniería Química y Combustibles ETSIMM. Universidad Politécnica de Madrid C/ Alenza 4 28003 Madrid

4. Facultat de Ciències de la Terra/Dept, Dinàmica de la Terra i de l'Oceà. Universidad de Barcelona C/Martí i Franquès s/n 08028 Barcelona jordi.serra@ub.edu

5. Dpto. de Ciencias de la Tierra; Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales. Universidad de Cádiz 11510 Puerto Real javier.gracia@uca.es

**Resumen:** Uno de los elementos que identifica al delta del Ebro es la presencia de campos dunares más o menos extendidos en la práctica totalidad de su litoral. Si bien su desarrollo y conservación se encuentran muy amenazados, en las flechas que limitan al delta por el norte y por el sur, su presencia es característica. Desde el punto de vista ambiental, una de las cuestiones más relevantes es la diferencia que existe entre los campos dunares de ambas formaciones. En el hemidelta norte encontramos el campo de dunas activo más importante del Mediterráneo, mientras que en el hemidelta sur las formaciones dunares muestran una limitada actividad, y están colonizadas por vegetación. El análisis de los perfiles obtenidos por medio de GPR (Ground Penetrating Radar) demuestran esta diferencia: mientras que en el hemidelta norte se observan cambios entre los reflectores que se pueden asociar a estructuras sedimentarias de baja escala, en los radargramas del hemidelta sur los reflectores son paralelos y continuos lateralmente, demostrando un crecimiento en horizontal, propio de las foredunes.

Palabras clave: Campo dunar, Georradar, Delta del Ebro.

Abstract: One of the characteristic elements of the Ebro delta is the presence of dune fields in almost its entire coastline. Even though their development and conservation are threatened, the dune fields are widespread in the spits that limit the delta northwards and southwards. One of the most relevant issues is the difference between the dune fields of both formations. While in El Fangar spit (North of Ebro River) it is possible to find the most important active dune field of the Mediterranean area, in la Banya (Southern hemi-delta) dune formations show a limited activity, being colonized by vegetation. Profiles obtained from GPR (Ground Penetrating Radar) show this difference: El Fangar spit dunes present changes between reflectors that can be associated with small scale sedimentary structures, whereas in GPR profiles of La Banya spit the reflectors are parallel and continuous laterally, showing horizontal growth, characteristic of the foredunes.

Key words: Field Dune, GPR, Ebro Delta.

#### INTRODUCCIÓN

Las formaciones dunares constituyen un elemento característico de playas arenosas, en las que existe un excedente de arena y las condiciones de clima marítimo favorecen su formación. Las playas que bordean las dos flechas que limitan el delta del Ebro (El Fangar, al Norte; y Los Alfaques, al Sur), cumplen estas condiciones, y en ellas se han desarrollado sendos campos dunares los cuales, aun perteneciendo al mismo sistema deltaico, presentan características geomorfológicas diferentes. El río Ebro transcurre por el centro de la planicie deltaica, dividiendo el cuerpo sedimentario en dos hemideltas (Fig. 1). El clima marítimo del delta del Ebro está caracterizado por un entorno micromareal, donde el régimen medio presenta un periodo (T) de 3 a 4 s y la altura significante de ola (Hs) se encuentra en torno a 0,8 m (Rodríguez et al., 2011). Las direcciones de transporte están fragmentadas desde el cabo Tortosa, lugar en el que se encuentra la desembocadura. La configuración de ésta provoca que el escaso material que expulsa el río sea dirigido inicialmente hacia el Norte, acumulándose en la punta de la flecha de El Fangar; pero, a su vez, los oleajes del Este, los de mayor energía, modelan el



FIGURA 1. Situación del Delta del Ebro y zonas de estudio y posición de los perfiles de georradar (numerados de 1 a 4)

frente deltaico, de forma que parte del sedimento también toma dirección Sur, alimentado las playas del hemidelta sur. Esta dinámica condiciona la distribución de zonas erosivas y progradantes, y a grandes rasgos, zonas que actualmente presentan únicas las sedimentación, son las dos flechas, mientas que el resto del litoral deltaico se considera que se encuentra en retroceso con mayor o menor intensidad, según las zonas. En cuanto al régimen de vientos, presenta un espectro multidireccional, siendo la dirección Norte la más recurrente. Sánchez (2008) estimó el transporte eólico potencial medio anual próximo a los 80 m<sup>3</sup>/m en dirección SE, paralelo a la costa en el hemidelta norte. En el hemidelta sur se suma la acción de los vientos del SO, que permiten la formación de los campos dunares y el desarrollo de la vegetación (Sánchez et al., 2011).

#### ZONA DE ESTUDIO: CAMPOS DUNARES DE LAS FLECHAS DE LA BANYA Y DEL FANGAR

Mallada (1889) (en Sánchez et al., 2011) describió el litoral deltaico del río Ebro como un sistema bordeado por un cordón dunar continuo. Actualmente, sólo quedan restos de este cordón dunar en puntos muy localizados, y en la costa de las dos flechas, las cuales están protegidas debido a su alto valor ambiental. Aun perteneciendo a un mismo sistema deltaico, estos campos dunares presentan diferencias significativas en función de la orientación de la costa en la que se desarrollan. Mientras que las dunas de la Punta de la Banya y las de la desembocadura están fijadas en su mayor parte por vegetación, las dunas de la costa externa de la Flecha del Fangar son dunas de tipo barján principalmente, sin vegetación y con un índice de actividad alto (Serra et al., 2012). Las características de estos campos dunares se han estudiado ampliamente por Sánchez (2008), Sánchez (2014) y Barrio-Parra (2014, 2016a, 2016b). Las dos flechas tienen un origen similar, formadas por la acreción de sedimentos procedentes principalmente de la erosión del frente deltaico que son transportados por las corrientes longitudinales. Las dos flechas están orientadas hacia el O, pero la zona de acumulación del sedimento se enfrenta al viento del Norte de forma diferente en cada una de las flechas: mientras que en el Fangar alimenta y mueve las dunas situadas en su costa externa, en el hemidelta sur se produce la expulsión de la arena hacia mar. Es durante los meses de primavera y verano cuando dominan los vientos más moderados del SO modelando las dunas poco desarrolladas del hemidelta sur.

## METODOLOGÍA

Uno de los principales métodos para reconocer la estructura interna de los cuerpos dunares, e inferir su dinámica es el GPR (*Ground Penetrating Radar*). Esta técnica se ha aplicado en el Fangar (Rodríguez-Santalla et al., 2009; Gómez Ortiz et al., 2009), y

posteriormente en la Banya (Pérez, 2016). La posición de los perfiles analizados se muestra en la Figura 1.

Los datos de este estudio fueron recogidos con un equipo SIR 3000 desarrollado por Geophysical Survey Systems, Inc. (GSSI). Los perfiles de GPR se tomaron con dos antenas apantalladas, una de 200 MHz de frecuencia central para la zona de El Fangar, donde la mayor altura de las dunas hace precisa una mayor profundidad de penetración de las ondas electromagnéticas; y otra de 400 Mhz en la zona de la Banya donde la altura de las estructuras es menor, y por tanto también la profundidad de estudio. Todos los perfiles han sido realizados en modo continuo con un intervalo de distancia entre trazas de entre 0.1 m y 0.05 m y un número total de 1024 muestras por scan. La topografía a lo largo del perfil fue obtenida por medio de GPS diferencial, y fue utilizada para corregir la topografía en el posterior procesado de los datos. En función de la altura de las dunas, la ventana de tiempos utilizada estuvo comprendida entre 60 y 120 ns de tiempo doble. La conversión de tiempos dobles a profundidades se hizo mediante la calibración del reflector correspondiente al nivel freático con la profundidad del mismo medida en campo a partir de pequeñas calicatas, obteniendo una velocidad media de propagación de las ondas electromagnéticas de 0.15 m/ns, valor compatible con datos bibliográficos para arenas secas. El procesado consistió en corrección del tiempo cero, diversos filtros ('devow', paso-banda,

'background removal'...), corrección topográfica y amplificación de la ganancia.

#### RESULTADOS

En la Fig. 2 se muestra la interpretación de los radargramas. Los perfiles 1 y 2 fueron tomados en El Fangar, y el nivel freático se encontró a 0,7 m de profundidad. Los perfiles 3 y 4 corresponden a la Banya, encontrándose el nivel freático a una profundidad de 0,85 m.

Los perfiles 1 y 2 fueron descritos por Rodríguez et al. (2009). El perfil 1 muestra dos tipos de facies. Las más profundas, presentan reflectores de bajo ángulo y continuos lateralmente mostrando acreción vertical, y por encima se encuentran reflectores marcando una estratificación cruzada en dirección SE causada por la migración del cuerpo dunar. El perfil 2 se tomó sobre dunas muy próximas a la orilla, afectadas por el oleaje en momentos de tormenta, por lo que su altura es más baja, y los reflectores presentan truncaciones debidas a los momentos en los que son abatidas por el oleaje. El perfil 3 presenta una disposición de reflectores similar al perfil 1, salvo que la estratificación cruzada se dirige hacia el NO. El perfil 4 muestra reflectores muy continuos lateralmente, casi horizontales o con estratificación de muy bajo ángulo mostrando acreción vertical del foreset.



FIGURA 2. Interpretación de los radargramas tomados en La Flecha del Fangar (perfiles 1 y 2) y en La Banya (perfiles 3 y 4).

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La comparación de los radargramas obtenidos en ambas flechas permite establecer las diferencias entre los campos dunares instalados en ambas flechas. En los radargramas presentados es posible distinguir la dinámica eólica que se ha descrito anteriormente. En el perfil 1 se muestra cómo el viento de dirección N provoca la migración de las dunas hacia el SE mientras que en La Banya son los vientos de componente S los que modelan el sistema dunar, tal y como queda registrado en la estratificación cruzada en dirección NO del perfil 3.

Por otra parte, la curvatura de la línea de costa en El Fangar provoca que las dunas situadas al sur de la flecha (perfil 2), estén más expuestas a los oleajes de procedencia E, que son los que mayor intensidad presentan, mientras que en La Banya, dada la configuración de la costa, estos oleajes resultan menos agresivos, lo que favorece que se produzcan las condiciones favorables para el desarrollo de vegetación sobre los cuerpos dunares. Los perfiles tomados en estas dunas (perfil 4) muestran reflectores continuos de acreción vertical, propios de las foredunes (Baumann et al., 2014).

La descripción de los perfiles tomados en ambos hemideltas confirma la dinámica de los cuerpos dunares, la cual es resultado no solo de los agentes que actúan, viento y oleaje, sino también, y de forma muy notable, de la orientación de la costa deltaica. Es reseñable la capacidad de las técnicas de GPR, especialmente en zonas protegidas, como es el caso del delta del Ebro, debido a su escasa intervención en el medio, y a la calidad y fiabilidad de los datos que registran. Esta información permite formular modelos del comportamiento dinámico de las dunas al objeto de establecer un acercamiento a la evolución futura y actuar en consecuencia aplicando políticas de gestión y conservación de los espacios dunares.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está financiado por el proyecto de Investigación "Cuantificación y contribución del transporte eólico en los procesos dinámicos y ambientales en el delta del Ebro. Aplicación a su gestión integrada y a la conservación de los ambientes marginales", financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología y por el proyecto Computer Vision and Image Processing (CVIP), financiado por la Universidad Rey Juan Carlos y el Banco de Santander.

#### REFERENCIAS

- Barrio-Parra, F., Rodriguez-Santalla (2014). A free cellular model of dune dynamics: Application to El Fangar spit dune system (Ebro Delta, Spain). Computers & Geosciences. 62. 187-197.
- Barrio-Parra, F. (2016a): Estudio del intercambio sedimentario playa-duna en la costa externa de La Flecha del Fangar, Delta del Ebro. Tesis Doctoral, Universidad Rey Juan Carlos, Madrid, España.
- Barrio-Parra, F., Rodríguez-Santalla (2016b). Cellular automata to understand the behaviour of beachdune systems: Application to El Fangar Spit active dune system (Ebro delta, Spain). Computers & Geosciences. 93. 55-62
- Baumann, J., Bano, M., Dujardin, J.R., Robin, N. (2014): Imaging the Internal Architecture and Explain the Dynamics of Foredunes by GPR Investigations (Normandy France). Conference: 20th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, At Athens, Greece, 14-18.
- Gómez Ortiz, D., Martín-Crespo, T., Rodríguez, I., Sánchez, M.J., Montoya, I. (2009): The internal structure of modern barchan dunes of the Ebro River Delta (Spain) from ground penetrating radar. Journal of Applied Geophysics, 68 (2): 159 – 170.
- Pérez, C. (2016): Análisis de los cambios geomorfológicos ocurridos en la Flecha de los Alfaques. Trabajo fin de licenciatura. Universidad Rey Juan Carlos.
- Rodríguez-Santalla, I., Sánchez-García, M. J., Montoya-Montes, I., Gómez-Ortiz, D., Martín-Crespo, T., Serra-Raventós, J. (2009): Internal structure of the aeolian sand dunes of El Fangar spit, Ebro Delta (Tarragona, Spain), Geomorphology 104 pp 238–252.
- Sánchez, M.J. (2008): Evolución y análisis morfodinámico del campo dunar de la Flecha del Fangar (Delta del Ebro). Tesis Doctoral, Universidad Rey Juan Carlos, Madrid.
- Sánchez-, M. J., Rodríguez, I. y Montoya, I. (2011): Las dunas del Delta del Ebro, En Sanjaume, E., Graicas, F.J. (eds.). Las dunas en España, Sociedad Española de Geomorfología, pp 207-226.
- Sánchez, V. (2014): Estudio de la evolución de Flecha de los Alfaques (Delta del Ebro) por medio de datos lidar. Trabajo fin de licenciatura. Universidad Rey Juan Carlos.
- Serra Raventós, J, Rodríguez, I. Sánchez, M. J y Montoya, I. (2012): Delta del Ebro: papel del sistema dunar frente a la regresión deltaica (actuaciones y medidas paliativas). En: Rodríguez-Perea, A., Roig, X., Pons, G.X. y Martín, J.A. (eds.). La gestión integrada de playas y dunas: experiencias en Latinoamérica y Europa: Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 19: 237-242. Palma de Mallorca.

## Abrasion effectivity in rock coast potholes.

## Medición de la efectividad de la abrasión en marmitas en costas rocosas.

#### M. Pappalardo y R. Blanco-Chao

1 Dpto. Scienze della Terra.Universitá di Pisa. Via Santa Maria, 53, 56126 Pisa PI, Italia. pappalardo@dst.unipi.it 2 Dpto. Geografía. Fac. Geografía e Historia. Universidade de Santiago de Compostela. Praza da Universidade, 1. 15782 Santiago, España. ramon.blanco@usc.es

**Resumen:** La apertura de marmitas en costas rocosas se atribuye principalmente a la abrasión causada por el movimiento rotativo de los sedimentos atrapados en su interior, por lo que las secciones superiores suelen ser más rugosas y presentar cobertura biológica. La abrasión reduce los efectos de la alteración manteniendo la roca más resistente. En este trabajo se han aplicado los durómetros Equotip y Piccolo-2 (Proceq©) en tres marmitas en la costa de Calafuria (Liguria, Italia) con el objeto de investigar la efectividad de la abrasión. Hemos testado ambos dispositivos utilizando los métodos de Impacto Simple y de Impacto Repetido. Se extrajo el agua y el sedimento del interior de las marmitas y se midió la profundidad relativa de cada punto de lectura. Se extrajo una muestra de la fracción de gravas del sedimento que se analizó en el laboratorio. Los resultados confirman que ambos dispositivos son apropiados para medir la abrasión en las marmitas, y que presentan resultados comparables.

Palabras clave: Marmitas, abrasión, Equotip, Piccolo, Italia.

**Abstract:** The deepening and widening of a pothole is mainly attributed to abrasion by the rotatory movement of coarse sediments trapped inside. In rock coast potholes the effectivity of abrasion neds to be demonstrated. The upper section of a pothole wall is comparatively rougher than the rest and often displays a biological coverage. In the lower section, instead, abrasion reduces weathering effects and the rock is fresh and harder. We applied the durometers Equotip and Piccolo (Proceq©) in three potholes in the coast of Calafuria (Tuscany, Italy) to investigate the effectiveness of abrasion. We tested both devices using the Single and Repeated impact methods. The pothole was dried, the sediment inside removed, and the relative depth of each reading point was measured. Finally a sample of the gravel fraction from the sediment of the pothole was analyzed in the laboratory. The results confirm that both devices are suitable for measuring abrasion inside the potholes, and that the data recorded are comparable.

Key words: Potholes, abrasion, Equotip, Piccolo, Italy

#### INTRODUCTION

The formation of potholes is attributed to abrasion, although cavitation can be considered as a process playing a role in their evolution (Trenhaile, 1987; Whipple et al., 2000). The deepening and widening of a pothole is caused by a rotatory movement of coarse sediments inside the feature. The rotation is caused by a vortex in the water that develops a strong positive feedback stabilizing the vortex once the depression is formed (Whipple et al, 2000). In a developed pothole, the vortex produces an enhanced movement at the lower portions of the pothole, being the upper sections, above the level of current abrasion, rougher and affected by a continuous or patchy biological coverage (Wentworth, 1944; Dionne, 1964; Springer et al., 2006). The lower parts of the pothole that look polished and normally free of biological coverage must be affected by abrasion, whereas the upper parts are prone to different types of weathering. Abrasion, in fact, reduces the effects of weathering and the rock looks fresh and proves to be harder (Feal Pérez and Blanco Chao, 2014). The durometers as the Equotip and Piccolo (Proceq<sup>©</sup>) are being widely used in geomorphological research to investigate the degree of rock weathering in different contexts (Aoki and Matsukura, 2007; Viles et al., 2011). Several factors have been highlighted as influencing the use of durometers in determining rock hardness as the natural variability in natural stones, sample size, operator's bias and especially the statistical method used to handle the data (Viles et al., 2011; Wilheim et al., 2016). Many of the methods proposed for the use of durometers are based in laboratory tests, but field work usually introduces a number of handicaps.

We applied both devices in three potholes in the coast of Calafuria (Tuscany, Italy) to investigate the effectiveness of abrasion.

Calafuria is a rocky coastal sector along the predominantly sandy coastline of the Region of Tuscany (Central Italy), facing the Northern Tyrrhenian Sea (Fig. 1). The coastal profile displays alternating cliffs and small Mediterranean shore platforms, both heavily modified by quarrying activity. Here, a siliciclastic turbidite outcrops that represents the top formation of the "Ligurian Nappe" of the Apennine Chain. Locally this formation is represented by a coarse - to very coarse-grained sandstone, with minor shale or conglomerate layers, mainly composed of quartz, feldspar and mica with a 10% of carbonate cement. The bedrock is affected by at least two fault systems. Maximum coastal significant wave height is 4.5m and period is 11 s and the coast is mainly exposed to incoming waves from 240°N (Pappalardo et al., in press). Tidal range does not normally exceed 40 cm, but atmospheric pressure changes may increase it up to 1 m



FIGURE 1. Location of the study area.

The main objectives of this work were:

- 1. to test the capability of the durometers Equotip and Piccolo of revealing the effectiveness of the abrasion process inside coastal potholes
- to verify if measurements from both Equotip and Piccolo devices yield comparable results in terms of rock hardness testing.
- 3. to find out which is the testing methodology that yields best results in terms of instruments comparability and effectiveness in revealing ongoing abrasion.

Three potholes of different size and shape were selected, located also at different elevations (Fig. 2). All the potholes were naturally filled with water.

Pothole 1 is a low depression (mean diameter 80 cm, depth 40 cm ca.). It is located at 15 m a.s.l. Sediment inside was entirely of sand size. Before water removal for testing it was full of water up to cm from the bottom. Pothole 2 is more typical (mean diameter 60 cm, depth 60 cm ca.), located at 10 m a.s.l. The sediments inside were poorly sorted, including coarse sand at the bottom and coarsening upward pebbles up to 4 cm of diameter. Before testing it contained water up to ... cm from the bottom. Pothole 3 is the biggest in size (mean diameter 40 cm, depth 90 cm ca.) and also the lowest (2 m a.s.l.). In the moment of the testing there was no sediment inside but water reached up to ... cm from the bottom. and it was completely covered by encrusting algae.



FIGURE 2. The three studied potholes. Each segment in the tape is  $10 \text{ cm} \log q$ 

#### MATERIAL AND METHODS

The water inside the potholes was extracted and the sediments removed, were weighted and described. A sample of gravel and sand fraction, if present, was carried to the laboratory. The inner surface of the potholes was carefully dried with absorbent cloths, and allowed to air dry. In each pothole a transect with an appropriate number of reading points was marked with chalk. Reading points were selected not equally spaced on the horizontal, but close enough to detect al the visual differences in surface texture of the rock. Taking the first reading point as reference, the relative depth and distance of each point was measured in order to get an expeditive topographic profile. Finally both the Equotip-3 with a standard D impact device and the Piccolo-2 were applied in each reading point, using an automatic correction of the angle of impac. These devices yield an a-dimensional index (L) that is directly proportional to rock hardness. Two testing methods were used: the Single Impact Method (SIM) with 10 readings distributed in an approximate area of 4 x 4 cm; and the Repeated Impact Method (RIM) with 15 repeated impacts in three points distributed in the same area of 4x4 cm. For the statistical treatment we used two different methods: the average of the 10 readings in the SIM and the average of the three means in the RIM.

#### RESULTS

#### Abrasion

In the three potholes both devices were able to detect the variations in rock hardness caused by abrasion. Active abrasion inside the potholes was expected to occur in a strip from the bottom to a few centimeters above the top of the sediment layer, with a more weathered rock surface above it. The range of data in each pothole is assumed to respond to the internal variability due to the process to be measured. This range varies between 127 and 247 (Table I).

In pothole 1 and pothole 2 the highest L-values were obtained in points outside the pothole, showing then a drop in the upper rims of the pothole walls, i.e at the reading points above the sediment, a zone covered by algae and cyanobacteria, usually with grazing gastropods. In the lower sections of the potholes walls, where abrasion is supposed to occur, the reading points show a rise in L-values (Fig. 4).pothole 3 is a special case as it seems that currently it is inactive. The outer reading points gave very low L-values, compared with the points in the walls and the bottom of the pothole (Fig. 4).

#### **Comparability of data**

In two of the potholes (1 and 2) the SIM gave lower L-values than the RIM with both devices (Fig. 3). Only in the deepest one,  $n^{\circ}$  3, the range and means of the RIM and SIM values were similar, although with a much higher variability than in the 1 and 2.

To evaluate the comparability of the data from the two devices, we calculated the differences between the values obtained with the two devices for each reading point. In Table II average value of these differences is reported as well as minimum and maximum difference obtained within each pothole. The results show that the data differ between 24.2 and 37.7 points, which represents between 4% and 15% of the range of data, with exception of Pothole 2 where a point gives a higher difference between the two devices reaching 22%.



FIGURE 3. Comparison of the L-values obtained with the RIM and SIM with both devices



FIGURE 4. Results of the Equotip and the Piccolo in the three potholes..

	RIM		SIM	
	EQ	PIC	EQ	PIC
Cal-SP-1	235.1	227.3	177.6	126.6
Cal-SP-2	167	155.6	163.7	127
Cal-SP-3	201.2	224.3	223.1	247.3

TABLE I. Range of values inside each pothole for both methods. EQ=EQuotip; PIC=Piccolo

	RIM			SIM		
	Min	max	ave	min	max	ave
Cal-SP-1	0.4	60	34	0.3	79	24.2
Cal-SP-2	4.4	141	37.7	7.2	100	31.9
Cal-SP-3	0.3	47	26.3	8.8	45.8	25.2

TABLE II. Differences between the data obtained, for each testing point, with EQ and PIC, ave = average value of the differences between the data obtained with the two devices, min = minimum difference, max= maximum difference.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

- 1. The results confirm that the differences in rock hardness between abraded and non abraded surfaces can be recorded with the Equotip and the Piccolo. Thus, The abrasion strip inside potholes can be recorded using these devices, and inactive potholes can be identified with this method.
- 2. The results of the Equotip and the Piccolo can be combined when used in natural rock surfaces, if the difference between them is less than the 25% of the expected variability in the measured process.
- 3. The RIM with 3 reading points is a good choice to work in natural, reduced measuring surfaces as potholes. Although more time consuming than the SIM, the RIM with three reading points seems to be more effective, reducing operator's bias, especially in those contexts as the potholes where the available measuring surfaces are much reduced. For single impact method the number of reading points is necessarily limited in the field as the measurement area increases with the number of readings (Wilheim et al., 2016). Moreover it is not strange that the surfaces to be measured in the field forces the operator to adopt uncomfortable postures, resulting in a greater bias.

#### REFERENCES

- Aoki, H., & Matsukura, Y. (2007): A new technique for non-destructive field measurement of rocksurface strength: an application of the Equotip hardness tester to weathering studies. *Earth Surface Processes & Landforms*, 32: 1759-1769.
- Dionne, J. C. (1964): Notes sur les marmites littorales. *Revue de Geographie de Montreal*, 18: 244-277.
- Feal Pérez, A. and Blanco Chao, R. (2013). Characterization of abrasion surfaces in rock shore

environments of NW Spain. Geo-Marine Letters, 33: 173-181.

- Pappalardo, M.; Cappietti, L.; Arozarena Llopis, I.; Chelli, A., and De Fabritiis, L., (In press). Development of shore platforms along the NW coast of Italy: The role of wind waves. *Journal of Coastal Research*.
- Springer G.S., Tooth S., Wohl E.E. (2006) Theoretical modeling of stream potholes based upon empirical observations from the Orange River, Republic of South Africa. *Geomorphology* 82: 160–176
- Trenhaile, A. S. (1987): *The geomorphology of rock coasts*. Oxford University Press, USA.
- Viles, H., Goudie, A., Grab, S., & Lalley, J. (2011): The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: a comparative analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36: 320-333.
- Wentworth, C. K. (1944): Potholes, pits, and pans: subaerial and marine. *The Journal of Geology*, 52: 117-130.
- Whipple, K. X., Hancock, G. S., & Anderson, R. S. (2000): River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. Geological Society of America Bulletin, 112: 490-503.
- Wilhelm, K., Viles, H., & Burke, Ó. (2016). Low impact surface hardness testing (Equotip) on porous surfaces–advances in methodology with implications for rock weathering and stone deterioration research. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41: 1027-1038.
- Yılmaz, N. G. (2013): The influence of testing procedures on uniaxial compressive strength prediction of carbonate rocks from Equotip hardness tester (EHT) and proposal of a new testing methodology: hybrid dynamic hardness (HDH). *Rock mechanics and rock engineering*, 46: 95-106.

# La procedencia de arenas submareales asociadas a sistemas playa-duna en la isla de La Graciosa (Islas Canarias)

## Provenance analyses of subtidal sands related to beach-dune systems in the Island of La Graciosa (Canary Islands)

### J. Mangas<sup>1</sup>, Casado, J.F.<sup>1</sup>, E. Pérez-Chacón<sup>1</sup>, L. García-Romero<sup>1</sup> y I. Menéndez<sup>1</sup>

1 Instituto de Oceanografía y Cambio Global, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ULPGC, Parque Científico-Tecnológico de Taliarte, Calle Miramar, 121, 35214 Telde, Las Palmas, jmangas@dfis.ulgpc.es

**Resumen:** La isla de La Graciosa está dentro del Parque Natural marítimo-terrestre del Archipiélago Chinijo y presenta varios ambientes sedimentarios arenosos, asociados a sistemas playa-duna. El objetivo de esta investigación es determinar la composición de las arenas submareales, en el contexto de una investigación más amplia que pretende conocer las causas del déficit sedimentario que experimenta esta isla. La metodología se centra en estudios petrográficos de identificación de la naturaleza de los granos de arena (principalmente fragmentos de mallas de algas rojas, moluscos, briozoos, foraminíferos y equinodermos; junto con fragmentos de roca basáltica, olivinos, clinopiroxenos, feldespatos, óxidos de Fe-Ti e intraclastos) y su cuantificación. El trabajo se ha llevado a cabo en 40 muestras de arenas submareales asociadas a las playas de Las Conchas y Lambra en el sector norte de la isla; Pedro Barba, Barranco Conejos, Las Caletas y Caleta del Sebo en el este; y El Salado, Francesa y La Cocina en el sur. Los resultados de procedencia indican que las arenas son fundamentalmente bioclásticas, y están constituidas principalmente por restos de fauna y flora marina (media de 88%  $\sigma$ 4 en el norte, 82%  $\sigma$ 6 en las del este, y 70%  $\sigma$ 10 en el sur) y, en menor proporción, aparecen los granos de litoclastos volcánicos (media 9%  $\sigma$ 4 en el norte, 14%  $\sigma$ 6 en el este y 21%  $\sigma$ 11 en el sur) e intraclastos (<5% en las muestras estudiadas). Se observa un aumento de litoclastos volcánicos desde las zonas sumergidas del norte hacia el sur, relacionado probablemente con el aporte detrítico de las barranqueras que desembocan en las costas orientales y meridionales de la isla.

Palabras clave: análisis de procedencia, arena submareal, petrografía, sistemas playa-duna, La Graciosa

Abstract: The island of La Graciosa is located in the marine-terrestrial Natural Park of the "Chinijo Archipelago" and it shows several sandy sedimentary environments which are associated to beach-dune systems. The aim of this work is to determine the composition of subtidal sands, within the context of a wider research which expects to find out the causes of the sedimentary deficit on this island. The scientific methodology is focalized on the petrographic studies of sand grain identification (mainly red seabed meshes, mollusks, bryozoans, foraminifers and echinoderms; with basaltic rock fragments, olivines, clinopyroxenes, feldspars, Fe-Ti oxides and intraclasts) and on their quantification. The research has been carried out on 40 subtidal sand samples related to Las Conchas and Lambra beaches in the northern sector of the island; Pedro Barba, Barranco Conejos, Las Caletas and Caleta del Sebo beaches in the east; and Salado, Francesa and La Cocina beaches in the south. The provenance results show that the origin of the marine sands is essentially bioclastic, and they are formed by fauna and flora fragments (an average of 88%  $\sigma$ 4 in the northern submerged zones, 82%  $\sigma$ 6 in the east, and 70%  $\sigma$ 10 in the south) and the grains of volcanic lithoclasts and intraclasts both appear in minor proportions (an average of 9%  $\sigma$ 4 in the north, 14%  $\sigma$ 6 in the east and 21%  $\sigma$ 11 in the south in the former, and <5% in the studied samples in the latter). An increase of volcanic lithoclasts from northern submarine zones to southern ones was observed, which is probably related to detrital contributions of small ravines that flow into the oriental and meridional coasts of the island.

Key words: provenance analyses, subtidal sand, petrography, beach-dune system, Island of La Graciosa.

### INTRODUCCIÓN Y MÉTODO DE ESTUDIO

La isla de La Graciosa, con una superficie de 27,05 km<sup>2</sup>, está localizada al NE de la isla de Lanzarote (Fig. 1) y forma parte del Parque Natural del Archipiélago Chinijo. Desde septiembre de 2015 está en el Geoparque Lanzarote y Archipiélago Chinijo, englobando estos espacios protegidos tanto las zonas submarinas como subaéreas.

Desde el punto de vista geológico, la isla de La Graciosa se formó por la acumulación de materiales volcánicos máficos, durante el Pleistoceno mediosuperior y Holoceno (Balcells et al., 2004 a y b), sobre una plataforma marina somera. Ésta se originó por un deslizamiento gravitacional gigante del estratovolcán de Famara (N de Lanzarote), el cual estuvo activo entre 10,2 y 3,7 Ma. Los agentes geológicos superficiales actuaron en la isla durante el cuaternario, dando lugar a formaciones de rocas sedimentarias como, por ejemplo, paleosuelos, eolianitas y *beachrock*, y actualmente forman depósitos detríticos como son playas de cantos y arenas, mantos eólicos, aluviales, coluviales, suelos, entre otros. Entre los sedimentos recientes sobresalen los depósitos arenosos eólicos, que están relacionados con ambientes sedimentarios playa-duna, y se distribuyen uno al norte y otro al sur de la isla. Ambos están separados por una alineación NE-SO de conos volcánicos, denominados Morros Negros, Morros de Pedro Barba, Las Agujas y Montaña del Mojón (Figs. 1 y 2). Además, se distinguen varios sistemas playa-duna como los de Lambra y Las Conchas en el norte (Figs. 2A y B); el de Pedro Barba en el noreste (Fig. 2C); y los del Barranco de Los Conejos, Las Caletas, Caleta del Sebo, Salado, Francesa y La Cocina en el este y en el sur (Fig. 2D).



FIGURA 1. Localización de la isla de La Graciosa (NO de Lanzarote) y situación de las muestras submareales estudiadas en puntos rojos.



FIGURA 2. Ambientes sedimentarios playa-duna Norte y Sur en la isla de La Graciosa y sistemas eólicos: A) Lambra, B) Las Conchas, C) Pedro Barba, D) Las Caletas, Caleta del Sebo, Salado y Francesa.

Los sistemas playa-duna aparecen sobre todo en las islas Canarias orientales, y muestran una notable problemática ambiental debida sobre todo a acciones antrópicas desarrolladas en ellos desde épocas históricas (Santana-Cordero et al., 2016 y García-Romero et al., 2016). Por ello, estos ambientes presentan actualmente un déficit sedimentario que está caracterizado tanto por la erosión de sus playas, donde afloran los sustratos rocosos volcánicos sedimentarios, así como por el incremento de la vegetación que estabiliza los mantos eólicos (Fig. 3). Estos ambientes sedimentarios son frágiles, pero resultan fundamentales tanto para la preservación de su patrimonio natural como para el mantenimiento de la actividad turística. La problemática ambiental también aparece en la isla de La Graciosa y, por eso, nuestro trabajo forma parte de una investigación más amplia sobre la evolución del sistema sedimentario eólico de esta isla, definiendo las causas del déficit de arena y determinando futuras medidas de gestión. Por consiguiente, conocer la naturaleza de las arenas sumergidas y su distribución, y su relación con las que aparecen en zonas subaéreas, resulta fundamental para saber el origen de la arena y cuál es su dinámica. Estos conocimientos ayudan a una interpretación mejor de la problemática ambiental, y pueden ser útiles en un futuro para la gestión del espacio protegido.



FIGURA 3. Sistema playa-duna del Salado. A) Bancos arenosos submareales claros entre sustratos rocosos oscuros (modificado de la IDE de Canarias). B) Afloramientos de rocas sedimentarias (paleosuelo y beachrock) y volcánicas en zonas intermareales.

Para investigar la procedencia de las arenas submareales se tomaron 40 muestras, a profundidades comprendidas entre 3 y 22 m, en bancos arenosos que están relacionados con los distintos sistemas playaduna (Figs. 1 y 3). Así, muestras de sedimentos sumergidos de menos de 1 kg se cogieron con una draga Van Veen (Fig. 4), resaltando que muchos lances fueron fallidos al dar con fondos de rocas volcánicas y sedimentarias. Los bancos de arenas son discontinuos (Fig. 3 A), y a veces se sacaron gravillas de cantos rodados basálticos y algas rojas coralináceas (rodolitos). Posteriormente, las muestras arenosas fueron lavadas y secadas en el laboratorio, y se cuartearon para obtener porciones de unos 20 o 30 gramos, necesarios para la confección de láminas delgadas. Más tarde, éstas fueron estudiadas petrográficamente con un microscopio Leitz (ORTOPLAN) para identificar la naturaleza de los granos y, se usó una platina PETROG-LITE para el contaje de puntos (200 por lámina) y el software de la misma. Se distinguieron 12 canales (5 para bioclastos de fauna y flora marina, y 7 para litoclastos volcánicos y sedimentarios). De esta forma, se ha podido determinar en cada muestra la abundancia relativa de estos componentes detríticos y obtener tendencias.



FIGURA 4. Toma de muestras arenosas submareales con la draga Van Veen frente al puerto de Caleta del Sebo.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los resultados petrográficos obtenidos en las 40 láminas delgadas indican que las arenas contienen esencialmente bioclastos marinos y, en menor proporción, litoclastos (Figs. 5 y 6, Tabla 1). Entre los bioclastos abundan los fragmentos de moluscos y de mallas de algas rojas y, en menor proporción, aparecen equinodermos y foraminíferos. briozoos, Los moluscos, briozoos y equinodermos aparecen como fragmentos de conchas, placas y espículas, mientras que los ejemplares de foraminíferos se suelen encontrar enteros y son bentónicos. Todos estos bioclastos se encuentran como granos de colores anaranjados y marrones, claros u oscuros, e incoloros. Los fragmentos de moluscos son tan pequeños que es imposible determinar a qué familia pertenecen. Respecto a las mallas de algas, éstas pertenecen a la familia Coralinacea (vulgarmente conocidas como rodolitos), son algas incrustantes y articuladas, y se presentan como restos micríticos de perítalos e hipotalos. En cuanto a los foraminíferos, estas conchas suelen estar bien conservadas, presentando una gran variedad de morfologías representativas de las familias Elphidiidae, Rotalidae y Miliolidae. Los restos de briozoos son fragmentos de colonias con distintos tipos de ramificaciones y morfologías. Los granos de equinodermos son trozos irregulares de placas y, las formas elipsoidales y esféricas son de espículas. Por otro lado, los litoclastos se han identificado como fragmentos de rocas volcánicas basálticas de tonos negruzcos y anaranjados, con mesostasis constituidas por vidrio y microcristales de olivino, clinopiroxeno, anfíbol, feldespato y óxido de Fe-Ti. También puntualmente se han observado granos

monominerálicos. Por lo que se refiere a los litoclastos sedimentarios (intraclastos), éstos están constituidos por restos de fauna y flora marina, algún grano mineral o de roca volcánica, todo ello cementado por carbonatos cálcicos de tamaño micrita y/o esparita. Así, los intraclastos de tonos anaranjados procederían de los paleosuelos, mientras que los de tonos beige están asociados a calcarenitas de eolianitas y *beachrock.* 



FIGURA 5. Microfotografías (NP, 40X) de arenas submareales de la Graciosa: (A) Sector Norte B) Este C) Sur (Mol: molusco, Alg: mallas de algas, Eq: equinoderms, For: foraminífero, Fr V: fragmento de roca volcánica, Ol: olivino, Pir: piroxeno, Int: intraclasto.

Granos	Flora	Fauna	B tot.	L Vol.	Int.	
	ZONA NORTE (n: 5)					
Media (%)	17,3	69,8	88,3	8,7	3,0	
(σ)	(4,0)	(7,5)	(4,0)	(4,4)	(1,4)	
ZONA ESTE (n: 20)						
Media (%)	20,0	62,3	82,3	14,0	3,7	
(σ)	(7,3)	(7,1)	(5,6)	(5,9)	(5,5)	
ZONA SUR (n: 15)						
Media (%)	22,5	52,1	74,5	20,6	4,9	
(σ)	(11,8)	(12,0)	(9,9)	(11,0)	(7,0)	

TABLA I. Media (%) y desviación estándar (5) de los resultados de abundancia obtenidos en las 40 muestras sumergidas del Norte (Lambra y Las Conchas), del Este (Bco. Conejos y las Caletas) y del Sur (Salado, Francesa y La Cocina) de La Graciosa. Granos de bioclastos de flora y fauna, bioclastos totales (B tot.), litoclastos volcánicos (L Vol) e intraclastos (Int). n: número de muestras estudiadas en cada zona.



FIGURA 6. Diagramas triangulares  $A \ y \ C$  con datos de abundancia en % de bioclastos de flora-mallas de algas (Flo), de moluscos (Mol), otros bioclastos de fauna (OBFa) y bioclastos totales de fauna y flora (Btot); litoclastos volcánicos (LVol) e intraclastos (Int). Diagramas B y D con polígonos de distribución de las poblaciones de las muestras estudiadas (media y  $\sigma$ ).

En general, los valores medios de abundancia de los bioclastos marinos varían entre el 88% (o 4) en las zonas sumergidas del norte insular hasta el 74,5% (o 10) en las del sur, con datos intermedios en los sectores del este (Tabla 1, Fig. 6A y C). De estos componentes bioclásticos predominan los granos de fauna (con 56% de moluscos en el norte, 53% en el este y 44% en el sur) sobre la flora (mallas de algas: 17%, 20% y 23%, respectivamente) y, en menor proporción, están otros como bioclastos briozoos, equinodermos foraminíferos, que tienen valores medios de 14 % en el norte, 9% en el este y 8% en el sur (Fig. 6B y D). Igualmente se corrobora que los granos de fauna son más importantes que los de flora en las tres zonas, incrementándose ligeramente las mallas de algas de norte hacia el sur, y observándose una tendencia decreciente de los bioclastos minoritarios de fauna del norte al sur. Por otra lado, la abundancia de litoclastos volcánicos tiene una tendencia inversa a la de los bioclastos, con datos promedios que varían desde el 9% (o 4, siendo minerales el 4%) en los fondos del norte hasta el 21% (o11, con 5% minerales) en los del sur, e intermedios (14%, de ellos 4% de minerales) en los del este. Por lo tanto, hay un incremento de los litoclastos volcánicos desde los fondos del norte al sur de la isla, a costa de perdida de los bioclastos marinos. Los intraclastos siempre son minoritarios v tienen valores de abundancia inferiores al 5% (Tabla 1 y Fig. 6A y B).

Teniendo en cuenta el estudio petrográfico se confirma que el área fuente de la mayor parte de las arenas submareales es de origen bioclástico marino, destacando los fragmentos de moluscos y mallas de algas y, de forma escasa, otros bioclastos. En menor proporción se observan litoclastos de fragmentos de materiales volcánicos insulares y, más raramente, están los intraclastos carbonatados de rocas sedimentarias. La reducida abundancia de granos de litoclastos indica que los agentes geológicos externos (mar, agua superficial y viento) no actúan de forma significativa sobre los afloramientos rocosos de la isla, para generar granos de arena. Además, similares tendencias de naturaleza y distribución de granos se han encontrado en ambientes superficiales eólicos de la isla (Mangas et al., 2012).

Por lo tanto, si hay un déficit sedimentario de arenas en los ambientes subaéreos de la Graciosa, éste puede ser debido a causas naturales oceanográficas junto con alteraciones antropogénicas. Así, en ambientes submareales o de plataforma insular no se están generando suficiente biodiversidad como para formar abundantes bancos de arenas bioclásticas, ya que las arenas submareales pasan a zonas intermareales por la acción de la dinámica marina (olas, marea y corrientes), y de aquí el viento las transporta a las supramareales. Se ha visto en fotos aéreas y en el muestreo submarino que son frecuentes los fondos de rocas volcánicas y sedimentarias, mientras que los bancos de arena bioclástica son discontinuos (Fig. 3 A). Además, los agentes geológicos externos no generan muchos litoclastos, atendiendo a los datos de abundancia encontrados en las muestras. Si se ha demostrado que hay un incremento de éstos en áreas del este y del sur, lo que es debido a la acción de las barranqueras, que transportan los materiales del interior de la isla y los descargan en sus zonas costeras. Por último, no hay que descartar las acciones antrópicas en los sistemas playa-duna puesto que según García-Romero et al. (2016) y Santana-Cordero et al. (2016) las agresiones humanas han sido variadas y continuas en tiempos históricos en La Graciosa y en las islas canarias orientales.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por contratos de investigación del Organismo Autónomo de Parques Nacionales (Centro de La Graciosa) en los años 2009 y 2011, y por los proyectos SEJ2007-64959-GEOG, CSO2010-18150, CSO2013-43256-R y CSO2016-79673-R del Ministerio de Economía y Competitividad.

#### REFERENCIAS

- Balcells, R. y Barrera, J.L. (2004a). Mapa geológico de España, Escala 1:25.000, hoja 1079 I-III (Caleta del Sebo). IGME. Madrid
- Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (2004b). Mapa geológico de España, Escala 1:25.000, hoja 1080 I-IV (La Graciosa). IGME. Madrid
- García-Romero, L., Hernández-Cordero, A., Fernández-Cabrera, E., Peña-Nieto, C., Hernández-Calvento L., Pérez-Chacón, E., (2016). Urban-touristic impacts on the aeolian sedimentary systems of the Canary Islands: conflict between development and conservation. *Island Studies Journal*, 11, 1: 91-112
- Mangas, J., Pérez-Chacón, E., Hernández-Calvento, L., Menéndez, I. y Rodríguez, S. (2012). Procedencia y características texturales de las arenas eólicas costeras en la isla de La Graciosa (Islas Canarias). *Geotemas*, 13: 557-580.
- Santana-Cordero, A., Monteiro-Quintana M.L., Hernández-Calvento, L., Pérez-Chacón, E., García-Romero, L. (2016). Long-term human impacts on the coast of La Graciosa, Canary Islands. *Land Degrad. Develop.* 27: 479-489.

## Reconstructing sea-level trends from Holocene coastal barrier stratigraphy.

## Reconstrucción del nivel del mar a partir de la estratigrafía de barreras litorales formadas durante el Holoceno.

### S. Costas<sup>1</sup>, Ó. Ferreira<sup>1</sup>, Th. A. Plomaritis<sup>1</sup> y E. Leorri<sup>2</sup>

1 CIMA-University of Algarve, Faro, Portugal. <u>scotero@ualg.pt</u>, <u>oferreir@ualg.pt</u>, <u>tplomaritis@ualg.pt</u> 2 Department of Geological Sciences, East Carolina University, Greenville, NC, USA. <u>leorrie@ecu.edu</u>

Abstract: Here, we explore the stratigraphy of a sandy barrier to identify the best sea-level indicators of the last 6.5 ka and provide a new sea-level reconstruction for the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. Selected indicators represent morphological features extracted from the stratigraphy of a coastal barrier; namely the beach berm and the dune-beach contact. These features were mapped from high-resolution ground penetrating radar images of the barrier subsurface and transformed into sea-level indicators by applying modern analogs and a chronology based on optically stimulated luminescence ages. Our reconstructions document a continuous but slow sea-level rise after 6.5 ka with an accumulated change in elevation of about 2 m with superimposed small oscillations (< 15 cm). The latter suggest small-scale changes in sea-level rise or the morphological response of the barrier to paleoclimate variability. In the context of SW Europe, our results show good agreement with previous works, including the Tagus isostatic model, but not with reconstructions obtained from estuarine sediments, demanding further improvement of regional solutions. This work reinforces the potential of barrier indicators to accurately reconstruct high-resolution mid- to late Holocene sea-level changes through simple approaches.

Key words: ground penetrating radar, beach berm, dune, beachface, optically stimulated luminescence.

**Resumen:** Este trabajo explora la estratigrafía de una barrera arenosa para identificar los mejores indicadores del nivel del mar y proporcionar una nueva curva para la costa atlántica de la Península Ibérica para los últimos 6,5 ka. Los indicadores seleccionados representan características morfológicas extraídas de la estratigrafía de una barrera costera; la berma de la playa y el contacto duna-playa. Estas características fueron cartografiadas a partir de imágenes de georadar de alta resolución del subsuelo de la barrera y transformadas en indicadores de nivel del mar mediante la aplicación de análogos modernos y una cronología basada en edades obtenidas por luminiscencia óptica. Nuestras reconstrucciones documentan un aumento continuo pero lento del nivel del mar después de 6.5 ka con un cambio acumulado de elevación de aproximadamente 2 m y pequeñas oscilaciones superpuestas (<15 cm). Estas últimas sugieren cambios a pequeña escala en el aumento del nivel del mar o la respuesta morfológica de la barrera a la variabilidad paleoclimática. En el contexto de SW Europa, nuestros resultados coinciden bastante bien con trabajos previos, incluyendo el modelo isostático del Tajo, pero no con reconstrucciones obtenidas de sedimentos estuarinos, exigiendo una mayor mejora de las soluciones regionales. Este trabajo refuerza el potencial de los indicadores de barrera para reconstruir con precisión los cambios en el nivel del mar de alta resolución de mediados a finales del Holoceno a través de enfoques simples

Plabras clave: georadar, berma de playa, duna, frente de playa, luminiscencia óptica.

#### **INTRODUCTION**

Regional sea-level variability on timescales of years to decades is dominated by the contribution of nonuniform changes in ocean thermal expansion and a of elasto-gravity combination effects on the distribution of melt water from the ice sheets, wind forcing, changes in the thermohaline circulation, or vertical land movements, including glacial isostatic adjustment. All these complexities, together with limitations associated with field observations, explain why available Glacio-Isostatic Adjustment models (GIA models) do not necessarily fit with all observations. Field limitations derive from the limited number of observations and the uncertainties

associated with the estimates of age and elevation of sea-level index points (Shennan, 2007). Therefore, understanding the causes and patterns of regional variability is crucial, in particular for improving sealevel predictions based on climate models and mitigating potential impacts of rapid sea-level rise in vulnerable coastal areas. The latter can only be achieved if high quality geological records of relative sea level, allowing the extension of instrumental record far beyond its limits, are used to better understand the causes of sea-level change and determine regional sealevel change variability at different time scales.

This research aims to (i) provide a rigorous (and innovative) methodology for enhancing the worldwide

capability of detailed analysis of coastal morphology evolution integrated with dating to reconstruct sealevel changes, and (ii) resolve uncertainty in mid- to late Holocene sea-level changes at southern Iberia by generating new detailed and high-quality sea-level index points (SLIPs). For that, we will further explore the potential of coastal deposits on preserving signals of sea-level change and serve as paleoclimate proxies. The reconstructed sea-level record will be inferred from the position of both former beach berms and beach-dune interfaces related to the growth (elongation and progradation) of a coastal spit, Troia Peninsula (Fig. 1), dated by optically stimulated luminescence (OSL), and covering the time period of interest for this work; the mid- to late Holocene. The results will be compared with alternative sea-level reconstructions to further test the capability of the proposed approach.



FIGURE 1. Location of Troia Peninsula, coastal barrier selected as case study, at the Portuguese coast.

#### METHODOLOGY

#### **Modern analogs**

Before selecting an indicator, its relation with sea level has to be defined. The latter implies the identification and application of modern analogs, which will serve as functions to transform features or signature heights into sea level. In this regard, sites sheltered from the direct action of ocean waves are preferred in order to reduce likely sources of noise associated to variable wave heights and storm surge. The modern analogs that we have used are: the beachdune contact and the berm elevation.

The elevation of the present beach-dune interface relative to MSL was estimated using the elevation of the limit between the beach and the dune using digital terrain models (e.g. LiDAR dataset), aerial photography, and ground-truthing. We have not restricted our observations to the area of the geological data (Figure 1), but we have laterally extended our observations to capture modern morphological variability. We mapped a total of 34 points along 2 km to capture the morphological variability of selected features. Present-day beach berm elevations were extracted from the LiDAR dataset (May/June 2011) and crossshore beach profiles measured during the winter of 2010. In this case, we have measured three cross-shore beach profiles within an area of 1 km and extracted 18 points from the LiDAR dataset along 5 km of shoreline. Additionally, we have estimated the theoretical values of the non-storm or constructive runup using Holman (1986) equation and offshore hindcast wave data for the period between 1958 and 2015 (SIMAR reanalysis dataset) provided by Puertos del Estado. Wave refraction and shoaling were calculated using linear wave theory. Wave directions greater than 310 degrees were not considered due to the presence of the headland to the north of the study site.

#### **Coastal barrier stratigraphy**

GPR lines, running across the coastal barrier (Fig. 1), are here examined to map the best SLIPs. Subsurface images were acquired using an Ingegneria Dei Sistemi-Ground Penetrating Radar (IDS-GPR) system RIS MF Hi-Mod #1 equipped with a dual frequency antenna (200 and 600 MHz). Here, we have chosen the data provided by the lower frequency as it provided greater penetrations with relatively high vertical resolution (i.e. 0.14 m for a 230 MGz return centre frequency). Topographic corrections of the GPR data were obtained by using a RTK-DGPS, synchronized to the GPR during data acquisition, and applying a constant propagation velocity of 0.13 m/ns estimated using the interactive hyperbola-adaptation method.

Radar facies assemblages within Troia stratigraphy have been detailed described in (Costas et al., 2015). The authors identified two radar facies representing the upper beach and four radar facies representing the overlying aeolian deposits, suggesting the preservation of two potential indicators of sea-level position within the barrier stratigraphy. Radar facies representing the elevation of the berm (berm indicators or markers) and characterized by onlap terminations of sigmoid-oblique reflections, and radar facies indicating the seaward progradation of the foredune and of the dune-beach contact (dune-beach indicator or marker) and represented by downlap terminations of tangentialoblique reflections. Both indicators are examined and mapped across GPR line S3 (Fig. 1).

#### Chronostratigraphy

Eight OSL ages of beach sediments, previously identified within the GPR lines (Fig. 1) and published in Costas et al. (2015), were used to estimate progradation rates and obtain an age model (Fig. 2). OSL dating analyses were made by ETN, C2TN, Instituto Superior Técnico. In the laboratory, water content as a fraction of dry sample mass was measured as received, saturated, and following free drainage. A more detailed description of the OSL dating analyses is provided in Costas et al. (2015).

Once the markers are digitized and extracted from the GPR data, they are assigned an age after applying the obtained age model defined by the cross-shore progradation rates.



FIGURE 2. Chronostratigraphy of the profile across the spit showing the linear adjustments based on the OSL ages of beach samples (Costas et al., 2015) and the shoreline position in 1958 and 2010 (Ponte Lira et al., 2016).

#### **Sea-level indicators**

Extracted sea-level markers are transformed into SLIPs by subtracting the value of the modern analog (equation 1) to their elevation to represent the evolution of the mean sea level through time:

$$SLIPs = Z - I \tag{1}$$

For each index-point, the sum of the altitudinal error terms potentially introduced at each stage of the reconstruction can be calculated. In this case, the total error is assumed to be the sum of the field levelling  $(\pm 0.10 \text{ m})$ ; the extraction of the marker elevation from the radargram, which we assume that depends on the GPR resolution  $(\pm 0.14 \text{ m})$  and on changes of the progradation velocity of the electromagnetic waves within the barrier  $(\pm 0.50 \text{ m})$  that maximizes at sections with large dune buildings; and the vertical range of variability of the modern analogs.

In addition, we have further explored both dataset with the aim of detecting potential changes in the RSLR rate by applying the Bayesi an approach to detect change points or inflexions described by Ruggieri (2013).

#### RESULTS

The first morphological feature assessed within the present-day beach was the elevation of the contact between the dune and the beach, which was defined as the seaward limit of the vegetation of incipient. The measured elevation of this transition element was  $4.59\pm0.30$  m above mean sea level (MSL).

The assessed second morphological feature was the elevation of the present-day beach berm, which is defined by an inflexion in the beach profile that represents the upper limit of the beachface whose slopes ranged between 0.06 and 0.1. The elevation of the berm was estimated at  $3.78\pm0.31$  m above MSL. The results from the theoretical non-storm runup document modal values between 1.5 and 2 m (i.e. elevations between 3.5 and 4 m above MSL during spring tides) in agreement with the berm elevation and slightly lower than the maximum runup measured in situ following extreme wave conditions.

A total of 77 onlap terminations interpreted as berm indicators, and 116 downlap terminations, representing the contact between the dune and the beach (dunebeach marker or indicator), have been digitized and extracted from the analyzed GPR line. Onlap terminations or markers were transformed into SLIPs using the elevations observed for the modern berm while downlap terminations were transformed into SLIPs by subtracting the estimate for the elevation of the modern beach-dune contact.

Dune-beach indicators show a higher dispersion than berm indicators (Fig. 3), in agreement with the greater variability observed for the present-day analogs. In this regard, it is worth noticing that despite the fact that the berm elevation may vary significantly depending on the season, because of wave climate variability and the tides, recorded imprints of this feature are relatively stable, suggesting that only relatively high berms remain preserved within the barrier stratigraphy.

Indicators document a relatively constant raise in elevation across the barrier of approximately 2 m (Fig. 3). Relative sea-level rise (RSLR) estimates from both SLIPs indicate a steady rate of 0.31±0.02 mm/yr (Fig. 3) for the last 6500 years. Despite this clear linear trend, small oscillations (< 15 cm) can be observed in the curves. These oscillations have been further explored using the Bayesian approach to detect change points within a dataset (Ruggieri, 2013). For that, we have used the following parameters: the maximum number of change points allowed was set to 5, the minimum distance between consecutive change points was 6, and the variance scale hyperparameter was set to 1.8. The hyperparameter was assigned a relative high value due to the narrow prior distribution on the regression coefficients resulting from the low scatter of the data, following Ruggieri (2013) recommendations. The Bayesian approach detected three significant change points (at around 4000, 2400, and 800 years) for both SLIPs (Fig. 3). The location of the change points coincides with the regions of the dataset showing RSLR rates above the adjusted linear trend, and separates periods with attenuated velocities.



FIGURE 3. Representation of the SLIPs (berm and dune-beach indicators) extracted from the coastal barrier. The red line shows the linear adjustment of the data representing relative sea-level rise. The arrows point the periods of increased sea-level rise rate.

#### DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The stratigraphy of Troia Peninsula, a sandy spit located at the southwestern coast of the Iberian Peninsula, central Portugal, was explored here as a source of potential SLIPs to reconstruct sea-level trends over the past 6.5 ka.

Reconstructions suggest a continuous slow sealevel rise (ca.  $0.31\pm0.02$  mm/yr) for the explored time interval with an accumulated rise of around 2 m for both proxies. These results are in good agreement with the data from the Tagus river that document a rapid sea-level rise from 12 to 7 ka BP and a negligible rise since then (Vis et al., 2008) and with reconstructions from North Spain and North Portugal (Leorri et al., 2013), reporting sea-level rise trends between 0.3 and 0.7 mm/yr for the last 7 ka.

Superimposed to this linear trend, small (<15 cm) oscillations have been observed. While these oscillations might reflect some hydrological changes, the limitation imposed by our chronology precludes definitive inferences. Yet, we hypothesize that oscillations could be related to the inherent variability of foredunes as they adapt to changing conditions (Durán and Moore, 2015). In fact, the complexity of the beach-dune interface increases as a consequence of repetitive erosive events, and the relative elevation of both indicators increases with sea level and waves. Therefore, observed oscillations could be also attributed to superimposed atmospheric climate dynamics. Assuming this possibility, we may hypothesize that RSLR accelerations would record the onset of long-term enhanced storminess and windiness across western Europe, as described in Costas et al. (2016). However, further dates should be included to confirm such hypothesis by improving the age model. This work supports the potential of the internal

stratigraphy of coastal barriers to contribute to reconstruct regional sea-level changes and climate variability.

#### ACKNOWLEDGMENTS

Susana Costas is funded through the "FCT Investigator" program (ref. IF/01047/2014). This work

was also supported by FCT through the grant attributed to CIMA, University of Algarve (ref. UID/MAR/00350/2013). Thanks to Puertos del Estado for providing the wave data (SIMAR code 1043054).

#### REFERENCES

- Costas, S., Naughton, F., Goble, R. and Renssen, H., 2016. Windiness spells in SW Europe since the last glacial maximum. Earth and Planetary Science Letters, 436: 82-92.
- Costas, S. et al., 2015. The Joint History of Tróia Peninsula and Sado Ebb-Delta. In: G. Randazzo, D.W.T. Jackson and J.A.G. Cooper (Editors), Sand and Gravel Spits. Coastal Research Library. Springer International Publishing, pp. 79-102.
- Durán, O. and Moore, L.J., 2015. Barrier island bistability induced by biophysical interactions. Nature Clim. Change, 5(2): 158-162.
- Holman, R.A., 1986. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. Coastal Engineering, 9(6): 527-544.
- Leorri, E. et al., 2013. Lateglacial and Holocene coastal evolution in the Minho estuary (N Portugal): Implications for understanding sea-level changes in Atlantic Iberia. The Holocene, 23(3): 353–363.
- Ponte Lira, C., Nobre Silva, A., Taborda, R. and Freire de Andrade, C., 2016. Coastline evolution of Portuguese low-lying sandy coast in the last 50 years: an integrated approach. Earth Syst. Sci. Data, 8(1): 265-278.
- Ruggieri, E., 2013. A Bayesian approach to detecting change points in climatic records. International Journal of Climatology, 33(2): 520-528.
- Shennan, I., 2007. SEA LEVEL STUDIES | Overview A2 Elias, Scott A, Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, Oxford, pp. 2967-2974.
- Vis, G.-J., Kasse, C. and Vandenberghe, J., 2008. Late Pleistocene and Holocene palaeogeography of the Lower Tagus Valley (Portugal): effects of relative sea level, valley morphology and sediment supply. Quaternary Science Reviews, 27(17-18): 1682– 1709.

## Aeolian sediment transport enhanced by storms and human pressure at coarse sandy barrier islands.

## Aumento del transporte de sedimento eólico debido al impacto de tormentas y presión humana en islas barrera con sedimentos gruesos.

#### S. Costas, L. Bon de Sousa, T.A. Plomaritis, D. A. Pliatsika and O. Ferreira

CIMA-University of Algarve, Faro, Portugal. scotero@ualg.pt, mlssousa@ualg.pt, tplomaritis@ualg.pt, a55281@ualg.pt, oferreir@ualg.pt

**Abstract:** Traditionally, enhanced aeolian activity has been associated both to human derived disturbances in the vegetation cover and to the impact of storminess periods responsible for intense winds and thus enhanced dune mobility. Here, we investigate the positive impact that both factors may have on aeolian sediment transport by directly affecting the beach surface armouring, a major inhibition factor at coarse sandy coastal barriers.

For that, we explore the foredune along the sandy peninsula of Ancão, at Ria Formosa barrier island system, Southern Portugal, using the local winds and a series of digital terrain models between 2009 and 2017 in order to identify the areas of aeolian accumulation. We have found that the main factor that determines the growth of foredunes at the study area is beach progradation by providing both accommodation space and sediment. Our results also suggest that the transference of sand to the adjacent foredune is highly inefficient most likely due to the rapid armouring of the backshore surface. Therefore, aeolian sediment transport to the foredune at the study area was associated to the destruction of the armouring effect through backshore disturbance induced by (i) the impact of successive storms over the beach, eroding and renewing the backshore surface, or (ii) the human pressure associated to beach visiting through the year.

Key words: foredune, beach surface armoring, sediment availability, windiness.

**Resumen:** Tradicionalmente, el aumento de la actividad eólica se ha asociado a las perturbaciones derivadas de las actividades del ser humano sobre la cobertura vegetal, y al impacto de vientos intensos asociados a tormentas. Aquí, investigamos el impacto positivo que ambos factores pueden tener en el transporte eólico de sedimentos, alterando directamente un factor inhibidor importante en barreras costeras de arena gruesa, el "blindaje" de la superficie de la playa.

Para ello, hemos examinado la duna frontal a lo largo de la península Ancão, en el sistema de islas Barrera de la Ría Formosa, sur de Portugal, utilizando los vientos locales y una serie de modelos digitales del terreno, entre 2009 y 2017, con el objetivo de identificar zonas de acumulación en la duna frontal. Hemos encontrado que el principal factor que determina el crecimiento de la duna es la progradación de playa proporcionando espacio de acomodación y sedimento. Nuestros resultados también sugieren que la transferencia de arena a la duna adyacente puede ser altamente ineficiente debido al rápido "blindaje" de la superficie de la playa seca. Así, el transporte de sedimentos a la duna se asoció con la destrucción del efecto de blindaje a través de la perturbación de la costa inducida por (i) el impacto de sucesivas tormentas sobre la playa, renovando la superficie de la playa; o (ii) la presión humana sobre la superficie de la playa durante todo el año.

Palabras clave: duna frontal, "blindaje" de la superficie de la playa, disponibilidad de sedimento, vientos intensos.

#### INTRODUCTION AND STUDY AREA

Exploring the main factors that control aeolian sediment transport and contribute to dune growth within coastal barriers with relatively coarse materials is important to understand how such barriers can vertically aggrade and become more efficient defences. Here, we aim to contribute to this problem by exploring a segment of the barrier islands system of Ria Formosa, southern coast of Portugal (Fig. 1).

This system is formed by a series of relatively recent barrier islands and peninsulas and is characterized by two contrasting flanks (Ferreira et al., 2016): the western is represented by steep and reflective beaches while the eastern presents more gentle slopes and more dissipative beaches. Despite the morphological variability of the beaches alongshore, the aeolian part of the barriers is represented by low dunes within the whole system. The largest diversity, in terms of dune morphologies, can be found within Ancão Peninsula, including embryo dunes, recent and low foredunes, and mature dune ridges (Fig. 2). The maximum elevation of the dune ridge is 7 m above mean sea level (MSL) along the eastern side of the peninsula, and 9 m above MSL within the western side. The latter is characterized by a steep foreslope while the former shows a gentle contact with the adjacent beach.



FIGURE 1. Study area showing the assessed areas and the zones (red rectangles in the bottom panel) used to estimate aeolian sediment accumulation within the foredune.

Both sides are separated by an urbanized area (Praia de Faro, Central Zone in Fig. 1). In general terms, the eastern dune ridge is wider (50 to 80 m) while the western part is narrower (less than 50 m). Besides, only the eastern side presents clear evidence of dune growth through the occurrence of embryo dunes and the generation of two young foredune ridges. The latter developed after the inlet relocation in 1997, which induced the progradation of the adjacent updrift beach (Ferreira, 2011). The rest of the peninsula shows a relatively stable shoreline after circa 1998 (Ferreira, 2011), when nourishment activities started updrift, stopping the shoreline retreat that characterized the area after 1976 (Ferreira et al., 2006). The latter could explain the scarping of the dune at the western part and its steeper foreslope.

Eastern Zone



FIGURE 2. Images showing the two main areas within the peninsula; i.e. eastern and western. The earlier showing incipient foredunes and the presence of protection measures (fences) implemented in 2000. The western part shows a narrower and fragmented dune ridge without clear signals of dune recovery or incipient dunes. Both images were surveyed with similar tidal levels.

#### METHODOLOGY

In order to understand the conditions that contributed to the growth of dunes in Ancão Peninsula, we explore the vertical changes recorded within the foredune during two lapses of time based on digital terrain models (DTMs) obtained from Lidar and drone datasets. The period of time covered extends from 2009 to 2017 with 4 DTMs: Lidar 2009 and 2011 and drone 2016 and 2017. The four datasets have been compared to obtain the vertical differences within the foredune and adjacent backshore through time by subtracting the successive years. Then we estimated the volume of sediment accumulated within the foredune and the rate of sediment supply to the foredune. For that, we selected several zones within the different parts of the peninsula (Fig. 1). For the western zone, recent drone datasets do not exist, since the drone was not allowed to survey due to the proximity to the airport. For that sector 1D crosshore profiles will be used for comparison.

In addition to the analysis of the morphological changes in the dune, we explored the local winds for the same time intervals. For that, we used the data from the meteorological station located at Faro airport, 2 km inland from the study site. The airport is located at a similar elevation than the beach and is located at the limit of the lagoon confined by the barrier island system. To understand to which extent the winds at the airport represent the winds at the beach, we have compared those winds (measured at 10 m) with a 2 year wind dataset collected at the beach using a 3 m pole. The results suggest a good correlation between both dataset ( $R^2 = 0.83$ ).

To complement the above a total of 34 sediment samples were collected from the dune, backshore and beachface between July 2016 and February 2017. Grain size distributions were estimated by dry sieving at half phi intervals and statistics afterwards computed.

#### RESULTS

#### **Morphological and Volumetric Changes**

The differences between the available datasets show small (<1 m) vertical changes in the foredune and larger (>1.5 m) changes at the beach. The results obtained at Zone D (i.e. western zone, Table I) show that the shoreline remained in the same position, despite the typical variability associated with seasonal changes derived from wave climate variability. The backshore area in this zone is narrow (< 20 m) and waves can reach the toe of the dune in a regular winter. The vertical differences at the dune indicate that small accretion can happen (Table I), namely at the toe of the dune.

The Central Zone, despite being urbanized, presents few areas where dunes have not been completely eroded or destroyed by human occupation. Here, the dune is low (4.7 m MSL) and fragmented due to human pressure and past overwash events (e.g. winter 2009/10). The beach is relatively narrow if compared with the eastern zone; though the waves do not reach the toe of the dune very often and if they do, they induce overwash rather than beach scarps. In general terms, the beach is stable in this area, and the dune shows a small accretion after 2009. It is worth noticing that in this zone the dune is separated from the street by a seawall that is completely buried by sand. During windy events with favourable westerly winds, the sand is blown towards the street, which is about 2 m below the dune crest. The volume of sand that is blown to the

back of the dune was estimated during the winter of 2016/17 by visiting the area and measuring the volume of sand that was piled in the street. Our estimates suggest a transport of sand to the street between 0.2 and 0.48  $m^3yr^{-1}m^{-1}$ . The zone also recorded erosion, which could be related to the overwash events during the winter 2009/10.

ZONES	TIME	Accumulation RATE (m <sup>3</sup> m <sup>-1</sup> y <sup>-1</sup> )	Erosion RATE (m <sup>3</sup> m <sup>-1</sup> y <sup>-</sup> <sup>1</sup> )
E1	2009/2011	3.47	0.00
	2011/2017	0.95	0.01
E2	2009/2011	1.51	0.00
	2011/2017	0.57	0.20
C	2009/2011	0.07	0.17
C	2011/2017	0.64	0.00
D	2009/2011	0.20	1.21
	2011/2017	0.57	0.00

TABLE I. Summary of the accumulation and erosion rates observed within the assessed zones (see Figure 1). \*Drone dataset are missing at Zone C for 2016 and at Zone D for 2016 and 2017.

The results from the eastern zone show a large alongshore variability in terms of sediment accretion at the dune, which seems to follow the morphological variability in this zone. The eastern-most area was characterized by a wide backshore between 2009 and 2011 that remained stable between 2011 and 2016, but it was almost eroded during the winter of 2016/17. In general terms, the accumulation of sand within the recently formed foredune ridges increased eastward and the largest values were recorded between 2009 and 2011. Indeed, the estimated values for E1 doubled the values of E2 (Table I), and the values for the first assessed period were more than double the remaining period (Table I).

#### **Potential sediment transport**

Dominant and stronger winds approach de area from WSW and W directions; perpendicular and oblique to the beach. Easterly winds, although important at the region in terms of frequency and intensity, are not relevant to the sediment transport within the study site.

The dataset of local winds shows an elevated temporal variability that translates into important changes in the magnitude of potential sediment transport over time (Fig. 3). The maximum potential of sediment transport (Fig. 3A) was based on the equation by Sherman and Hotta (1990), which does not include a limitation due to the grain size. Alternatively, we have also included the potential of sediment transport based on Lettau and Lettau (1977) using the critical velocity for the mean grain size at the dune based on Bagnold (1956). The results are within the same order of magnitude than the observations (Fig. 3B), with maximum potentials during the years 2009/10. However, the results cannot reflect the spatial and temporal variability of our observations. In addition, they overestimate sediment transport relative to

measured values for all cases but the maximum values observed at E1 during the period 2009/11 (Table I).



FIGURE 3. Sediment transport potentials estimated using local incident winds. A shows the maximum potentials without including limitation by grain size while B shows the potential of sediment transport of grain sizes above 0.5 mm.

#### Sedimentology of the coastal barrier

Grain size results from the sediment surface along and across the barrier show that the barrier is characterized by coarse sand (Table II), which can reach mean values of 1mm within the backshore.

Coarser sediments were found at the backshore, particularly at the eastern end of the study area (Fig. 1). In turn, backshore sediments from the central urbanized zone were comparable in size to the sediments collected at the dune (Table II).

LOCATION	MEAN	STD
DUNE	0.50	0.006
BACKSHORE	0.75	0.159
BEACHFACE	0.56	0.128
BS-Urbanized	0.55	0.007

TABLE II. Grain sizes of the sediment samples collected at different environments within the barrier. BS-Urbanized refers to the sediment samples collected at the backshore of the urbanized zone of the barrier.

#### DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The analysis of the vertical changes within the foredune developed at Ancão Peninsula shows that dune growth in this area happens at a very slow rate, but being accelerated during specific periods of time. The latter suggest that a series of conditions must met during these periods that maximize aeolian sediment transport.

Active dune growth was only recorded at the eastern end of the study area, within the vicinity of the Ancão Inlet. The latter may have contributed to the progradation of the beach by creating accommodation space and to the growth of the dune by providing new sediment as the berms were prograding and building a wide backshore. However, the rates of sediment transport seem to be irregular through time. Maximum values were coincident with the onset of a period of enhanced windiness and associated greater transport potentials during the winter 2009/10. However, the results show that real sediment transport decreased westward, with the decrease of the beach width, and thus a higher likeliness of wave dune impact, and a lower capacity of the beach profile to retain sand. Computed potential transport using a critical velocity for grain sizes of 0.5 mm gave a value near to the maximum estimated at the area of active dune growth. Yet, the values are slightly lower probably due to the fact that this approach does not integrate the rest of the grain size population, underestimating real transport. For the rest of the cases, the potential overestimates measured values. The latter could be explained, as aforementioned, by the lack of sediment supply and retention within the upper beach at those sections of the peninsula and to the wave dune impact related to intense e frequent storms during the winter 2009/10.

After the period 2009/11, sediment rates dropped, following the pattern of the potential transport and thus of wind intensity. In this case, the average of the estimated potentials was relatively close to the observations despite again, an overestimation for all the cases but E1, which shows the same averaged result. Yet, the difference between observations and estimates was lower for the second assessed period, suggesting a better representation of reality by the selected sediment transport equation and grain size, and of course a very good representation for the case of not significant supply-limiting factors (i.e. E1).

It is worth noticing that observations during the winter 2016/17 showed a lack of accumulation at E1, which contrasted with the sediment accumulation observed at the street, behind the dune of the central zone. The lack of accumulation at E1 can be related to the coarse sediments collected at the backshore of this zone, which could result from a progressive coarsening or armouring of the surface sediment as wind erosion acted over time as described in Hoonhout and Vries (2016). Alternatively, the finer sediments collected at the backshore of the central urbanized zone would allow the transport of sand within this area. The lack of armouring at this zone could be related to: (i) a narrow beach that allows periodic renovation of the surface during most winters, and (ii) the constant trampling and thus sediment mixing by the visits to this zone of the beach all year around.

The above suggests that the main factors controlling dune growth in Ancao are (1) wind intensity and (2) sediment supply determined by a combination of beach progradation and grain size distribution at the beach surface. Yet, these have to be further explored to better understand the combination of factors that maximize dune growth along the whole peninsula, and the reasons behind the underestimation and overestimation of sediment transport potentials. In this regard, it is important to incorporate as well the influence of the foredune and beachface slope on sediment transport to simulate spatial variability, and to understand to which extent beach stability (i.e. lack of progradation or erosion) inhibits dune growth.

#### ACKNOWLEDGMENTS

Susana Costas research is funded through the "FCT Investigator" program (ref. IF/01047/2014). This work was also supported by FCT through the grant attributed to CIMA, University of Algarve (ref. UID/MAR/00350/2013), and the research projects EVREST (PTDC/MAREST/1031/2014), and RISCKIT (FP7-ENV-2013-603458).

#### REFERENCES

Bagnold, R.A., (1956). The Flow of Cohesionless Grains in Fluids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 249(964): 235-297.

Ferreira, Ó., (2011). Morphodynamic impact of inlet relocation to the updrift coast: Ancão Peninsula (Ria Formosa, Portugal), *Coastal Sediments*. World Scientific Publishing, Miami, Florida.

Ferreira, Ó., Garcia, T., Matias, A., Taborda, R. and Dias, J.A., (2006). An integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores. *Continental Shelf Research*, 26(9): 1030-1044.

Ferreira, Ó., Matias, A. and Pacheco, A., (2016). The East Coast of Algarve: a Barrier Island Dominated Coast. *Thalassas*, 32(2): 75-85.

Hoonhout, B.M. and Vries, S.d., (2016). A processbased model for aeolian sediment transport and spatiotemporal varying sediment availability. *Journal* of Geophysical Research: Earth Surface, 121(8): 1555-1575.

Lettau, K. and Lettau, H., (1977). Experimental and Micrometeorological Field Studies of Dune Migration. In: K. Lettau and H. Lettau (Editors), *Exploring the World's Driest Climate*. University of Wisconsin Press, Madison, pp. 110-147.

Sherman, D. and Hotta, S., (1990). Aeolian Sediment Transport: Theory and Measurement. In: K.F. Nordstrom, N. Psuty and B. Carter (Editors), *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley & Sons, Inc., pp. 17-38.

# Ondas sedimentarias relacionadas con canales contorníticos en el talud medio del golfo de Cádiz.

## Sedimentary waves related to the contourite channels on the middle continental slope of the Gulf of Cádiz.

## L.M. Fernández-Salas<sup>1</sup>, P. Lozano<sup>2</sup>, R.F. Sánchez-Leal<sup>1</sup>, J.T. Vázquez<sup>3</sup>, O. Sánchez-Guillamón<sup>3</sup>, D. Palomino<sup>3</sup>, N. López-González<sup>3</sup> y Y. Vila<sup>1</sup>

1 Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Cádiz, Puerto Pesquero, s/n. Muelle de Levante, 11006 Cádiz, Spain. luismi.fernandez@cd.ieo.es.

2 Universidad de Cádiz, F. de Ciencias del Mar, Polígono Río San Pedro11510, Puerto Real, Cádiz, Spain

3 Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga, Puerto Pesquero, s/n. 29640, Fuengirola (Málaga), Spain.

**Resumen:** En el talud medio del golfo de Cádiz se desarrolla un sistema deposicional contornítico generado por la masa de Agua Mediterránea de Salida (*Mediterranean Outflow Water; MOW*) que interacciona con la topografía del fondo erosionando una serie de canales contorníticos en cuyos diques o *levees* se han identificados ondas sedimentarias oblicuas o paralelas a sus ejes. Estas ondas se han estudiado con mosaicos batimétricos adquiridos en varias campañas oceanográficas. Las ondas sedimentarias se encuentran entre 520 y 650 m de profundidad, sus longitudes axiales varían entre 360 m y 2400 m, sus alturas entre 3 m en posiciones alejadas del canal y 10 m en las ondas más proximales y sus longitudes de onda entre 175 y 600 m. Las velocidades de la MOW medida sobre estos campos de ondas oscilan entre 0,18 y 0,32 m/s. El origen de estas ondas podría explicarse por el desbordamiento de la parte superior del flujo canalizado, de forma que los cambios de dirección del canal harían que se "desprendiesen" las partes del flujo situadas por encima del canal, que iría perdiendo velocidad a medida que se separa de éste, justificándose así las direcciones de las ondas y la disminución de sus alturas a medida que aumenta la distancia al canal.

Palabras clave: ondas sedimentarias, canales contorníticos, talud medio, procesos oceanográficos, golfo de Cádiz.

**Abstract**: A Contourite Depositional System is developed on the middle slope of the Gulf of Cádiz generating by the Mediterranean Outflow Water (MOW). The MOW interacts with the topography of the bottom generating a series of contourite channels in whose dikes or levees have been identified some sedimentary waves. These waves have been studied with bathymetric mosaics acquired in several oceanographic surveys. The sedimentary waves are between 520 and 650 m depth, their axial lengths vary between 360 m and 2400 m, their heights between 1 m at positions far from the channel and 10 m in the most proximal waves and their wavelengths range between 175 and 600 m. The MOW velocities measured over these wave fields range from 0.18 to 0.32 m/s. The origin of these waves could be explained by the overflow of the upper part of the channeled flow, so that changes in the direction of the channel would cause the parts of the flow to be "detached" above the channel, which would lose speed when it move away from the channel. For this reason the sedimentary waves decrease their heights when the distance to the channel increases.

Key words: sedimentary waves, contourite channels, middle continental slope, oceanographic processes, Gulf of Cádiz.

### INTRODUCCCIÓN

Las ondas sedimentarias, ya sean nominadas dunas sedimentarias u ondas de arenas o fango se han documentado en diferentes ambientes sedimentarios (Flemming, 1980; Viana et al., 1998; Bøe et al., 2015). Su formación requiere de la participación de las corrientes de fondo que erosionan, transportan y depositan los sedimentos. Las variaciones locales en la topografía, la disponibilidad de sedimentos, el régimen hidrodinámico y las variaciones climáticas y eustáticas influyen en su formación, distribución y evolución.

En el talud medio del golfo de Cádiz se han desarrollado numerosos trabajos (Hernández-Molina et al., 2003, 2006; Hanquiez et al., 2007; García et al., 2009) en relación a la actividad de la corriente generada por el Agua Mediterránea de Salida (Mediterranean Outflow Water; MOW) y a su interacción con la topografía del fondo marino, aunque mayoritariamente han estado más centrados en el estudio de los procesos erosivos.

La interacción entre la MOW y la topografía del fondo genera una serie de canales contorníticos, paralelos al talud del Golfo de Cádiz (GdC), donde las corrientes se intensifican y en cuyos diques o *levees* se han identificados ondas sedimentarias dispuestas de forma oblicua o paralelas a los ejes de estos canales.

El objetivo de este estudio es la descripción morfométrica de las ondas sedimentarias y de las características del régimen oceanográfico sobre ellas, de forma que nos permita interpretar los procesos que controlan el origen y la evolución de las ondas sedimentarias situadas en los diques de los canales contorníticos Gusano, Cádiz y Huelva del talud medio del Golfo de Cádiz (Fig. 1).



FIGURA 1. Encuadre geográfico de las zonas estudiadas en el talud medio del Golfo de Cádiz. Zona 1: Canal Gusano Oeste. Zona 2: Canal Gusano Este. Zona 3: situada entre el Canal Huelva, al norte, y Canal Cádiz, al sur.

#### ENCUADRE GEOGRÁFICO Y OCEANOGRÁ-FICO

El área de estudio está localizada en el margen continental oriental del GdC, encuadrado entre las coordenadas 36°16,71'N y 6°57,72'W y entre 36°32,00'N y 7°08,05'W, concretamente incluye el talud medio entre las isobatas de 400 y 700 m de profundidad (Fig. 1). En el talud continental medio del GdC destacan morfologías de primer orden como dorsales diapíricas, volcanes de fango y canales contorníticos.

La circulación oceanográfica en el GdC está dominada por el intercambio de masas de agua a través del Estrecho de Gibraltar, con un flujo de agua Atlántica de entrada (AIW) hacia el mar de Alborán y un flujo de agua Mediterránea de salida (MOW) hacia el Océano Atlántico.

La MOW barre el margen ibérico hacia el noroeste con velocidades que oscilan entre los 0,3 y 0,5 m/s en los canales contorníticos, frente a las velocidades mínimas que se observan en la zona entre las dorsales diapíricas.

#### METODOLOGÍA

Los datos que se han utilizado para este trabajo se adquirieron en las campañas oceanográficas INDEMARES CHICA-0412 e ISUNEPCA-0616 realizadas por el Instituto Español de Oceanografía. Se tratan de datos batimétricos obtenidos mediante una ecosonda multihaz Konsberg-Simrad EM-710. Estos datos se han procesado con el software Caris Hips and Sips para crear modelos batimétricos a una resolución de 5 m y 15 m. Para el análisis morfométrico se ha utilizado el software ArcGIS desktop 10.4.1. Las medidas de la velocidad y dirección de la corriente en el fondo se han obtenido con L-ADCP (*Lowered Acoustic Doppler Current Profiler*) instalado en una roseta oceanográfica durante la ejecución de la campaña INDEMARES CHICA-0211. Los datos utilizados en este trabajo son aquellos que se sitúan sobre o en áreas cercanas a los campos de ondas y que contienen medida a no más de 15 m sobre el fondo.

#### RESULTADOS

Se han definido tres campos de ondas sedimentarias relacionadas con los canales contorníticos Gusano, Huelva y Cádiz, los cuales atraviesan el talud medio del Golfo de Cádiz de este a oeste (Fig. 1). Generalmente, las ondas sedimentarias son bidimensionales sin bifurcaciones, con ejes paralelos entre ellas y decrecen en tamaño a medida que se alejan del eje del canal.

El campo del canal Gusano oeste (Fig. 2A) está formado por 3 ondas cuyas crestas están curvadas con una dirección principal NNE-SSW paralelas a las isóbatas. Se localizan en una profundidad que oscila entre los 525 m y 550 m, con una altura que varía entre 1 y 5 m, y con longitudes entre 1300 y 2400 m. La longitud de onda se hace mayor con la distancia al flanco del canal y oscila entre 175 y 325 m.

El campo del canal Gusano este (Fig. 2B) lo constituyen 6 ondas sedimentarias cuyas alturas oscilan entre los 5 y los 10 m, y otras dos que alcanzarían el metro. Estas ondas se encuentran entre los 520 y 550 m de profundidad en el flanco sur del canal Gusano a su salida de la Dorsal Diapírica de Cádiz (Fig. 2B) y se disponen con sus ejes en dirección norte-sur de forma oblicua al eje del canal. Sus longitudes de ondas



FIGURA 2. Detalles de las zonas de estudio. A) Canal Gusano oeste. B) Canal Gusano este. C) Entre Canal Huelva al norte y Canal Cádiz al sur. Se añade un corte batimétrico para cada una de las zonas donde se observa la disminución de la altura de las ondas sedimentarias a medida que se alejan del eje del canal.

oscilan entre los 320 y 415 m y presenta una ligera asimetría. Sus longitudes oscilan entre 360 y 540 m.

Siete ondas sedimentarias se identifican en el campo situado entre el Canal Huelva y el Canal Cádiz (Fig. 2C) a una profundidad entre 620 y 650 m. Sus ejes muestran una disposición arqueada que va haciéndose más recta a medida que se aleja del canal Cádiz. Sus alturas oscilan entre 5 y 10 m, su longitud entre 1200 y 1350 m y su longitud de onda entre los 450 y 600 m.

Las velocidades de la MOW medida sobre estos campos de ondas oscilan entre 0,18 y 0,32 m/s y la dirección del flujo es perpendicular al eje de las ondas sedimentarias.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La superposición de las características morfométricas de las ondas sedimentarias y las medidas de las corrientes, sobre éstas y en los canales adyacentes, evidencian que estas morfologías están directamente relacionadas con la dinámica de la MOW. La asimetría en el perfil de las ondas, con el flanco a sotavento más inclinado, sugiere cierta movilidad de estas morfologías en la dirección a favor de la corriente.

El origen de estas ondas podría explicarse por el desbordamiento de la parte superior del flujo canalizado, de forma que los cambios de dirección del canal harían que se "desprendiesen" las partes del flujo situadas por encima del canal, que iría perdiendo velocidad a medida que se separa de éste, justificándose así las direcciones de las ondas con respecto al eje del canal y la disminución de sus alturas a medida que aumenta la distancia al canal.

Un mecanismo similar propuso Fildani et al., (2006) para las ondas sedimentarias en el dique exterior del Shepard Meander del Canal de Monterey. Estos autores explicaban esas ondulaciones como pasos cíclicos asociados con el desbordamiento supercrítico del flujo canalizado, de forma que el flanco del canal se interpretaba como un punto de control hidráulico.

El conocimiento sobre el comportamiento de estas ondas sedimentarias es importante para entender la distribución de especies bentónicas en el talud y porque pueden causar dificultades a instalaciones submarinas, como por ejemplo, a cables de telecomunicaciones.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos de investigación LIFE+ INDEMARES CHIMENAS DE CÁDIZ (07/NAT/E/000732), INPULSE (CTM2016-75129-C3-1-R) e ISUNEPCA (FB2014-IEO2015-2017). Se agradece la colaboración de las tripulaciones de los B/O Ángeles Alvariño y Ramón Margalef en la adquisición de los datos.

#### REFERENCIAS

- Bøe, R., Skarohmar, J, Rise, L. Dolan, M.F.J., Bellec, V.K., Winsborrow, M., Skagseth, O., Knies, J., King, E.L., Walderhaug, O., Chand, S., Buenz, S. y Mienert, J. (2015): Sandwaves and sand transport on the Barents Sea continental slope offshore northern Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 60: 34-53.
- Fildani, A., Normark, W.R., Kostic, S. y Parker, G. (2006): Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves. *Sedimentology*, 53: 1265–1287.
- Flemming, B.W. (1980): Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elisabeth (Southeast African Continental Margin). *Sedimentary Geology*, 26(1-3): 179-205.
- Garcia, M., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., León, R., Fernández-Puga, M.C., Diaz del Río, V. y Somoza, L. (2009): Contourite erosive features caused by the Mediterranean Outflow Water in the Gulf of Cadiz: Quaternary tectonic and oceanographic implications. *Marine Geology*, 257: 24–40.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Lecroart, P., Gonthier, E., Marchès, E., Voisset, M. (2007): High resolution seafloor images in the Gulf of Cadiz, Iberian margin. *Marine Geology*, 246: 42–59.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Barnolas, A., Medialdea, T., García, M., Vázquez, J.T., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J., Gardner, J., 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31 (1): 19–22.
- Viana, A.R., Faugères, J. C. y Stow, D.A.V. (1998): Bottom-current controlled sand deposits: a review from modern shallow to deep water environments. *Sedimentary Geology*, 115: 53–80.

## Sorted bedforms developed on the north Catalan inner shelf

"Sorted bedforms" desarrolladas en la plataforma continental interna catalana

#### R. Durán<sup>1</sup>, J. Guillén<sup>1</sup> and A. Muñoz<sup>2</sup>

1 Instituto de Ciencias del Mar (ICM-CSIC), Passeig Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, Spain. rduran@icm.csic.es, jorge@icm.csic.es.

2 Tragsa-SGP, C/Julián Camarillo 6B, 28037 Madrid, Spain. amur@tragsa.es.

Abstract: Swath bathymetry and backscatter data and sediment samples are used to characterize the sorted bedforms developed on the north Catalan continental shelf (NW Mediterranean Sea). The sorted bedforms are located in the inner shelf, at water depths ranging from 10 to 40 m. They develop over fine sand deposits that extend from the shoreline to the seaward limit of the infralittoral prograding wedge. The sorted bedforms are characterized by a subtle relief (<0.4 m) and an elongated shape, with an orientation nearly perpendicular to the shoreline. They display lateral symmetry in backscatter and bathymetric relief with high backscatter centred on the depressions. The sorted bedforms are composed of well-sorted fine to medium sand in the topographic highs and poorly sorted coarse sand in the bathymetric lows, where ripples can develop. At decadal scale, these bedforms appear as persistent features, showing small changes in their boundaries. Their development is related to the local contribution of sediment by ephemeral streams. The accumulation of fine-grained sand over the coarse domain of the infralittoral prograding wedge contributes to the bed sediment heterogeneity, which is further reorganized by currents to form the sorted bedforms.

Key words: Bedforms, inner continental shelf, backscatter, infralittoral wedge.

**Resumen:** A partir del análisis de datos de sonda multihaz y muestras de sedimento, se han caracterizado varios campos de sorted bedforms en la plataforma continental catalana, en el Mediterráneo Occidental. Las sorted bedforms se desarrollan en la plataforma interna a profundidades entre 10 y 40 m, asociadas a depósitos de arena fina que se extienden desde la línea de costa hasta el límite inferior del prisma infralitoral. Las sorted bedforms tienen un relieve suave (<0.4 m) y una forma alargada, con una orientación perpendicular a la línea de costa. Están formadas por arena fina-media bien seleccionada en las zonas topográficamente más elevadas y arena gruesa pobremente seleccionada en las depresiones, donde se pueden desarrollar ripples. A escala de décadas, las sorted bedforms se comportan como formas estables, con solo pequeños cambios morfológicos en sus límites. El desarrollo de las sorted bedforms se relaciona con la descarga de sedimento a la costa a través de torrentes y su acumulación en la plataforma interna. La contribución local de arena fina sobre un fondo de sedimento más grueso que corresponde al prisma infralittoral contribuye a la heterogeneidad del sedimento, favoreciendo la formación de estas formas de fondo.

**Palabras clave:** Formas de fondo, plataforma continental interna, reflectividad, prisma infralitoral.

#### **INTRODUCTION**

Sorted bedforms are spatially-grain-size-sorted features that are widespread on continental shelves worldwide (e.g. Murray and Thieler, 2004; Lo Iacono and Guillén, 2008; Durán et al., 2013, 2017; De Falco et al., 2015). They are characterized by a sharply-edged sequence of coarse-grained and fine-grained domains with small topographic relief (on the order of a meter) relative to the bedform spacings, which vary from meters to kilometers (Murray and Thieler, 2004).

In this work, we present the morphology, sedimentological characteristics and decadal stability of several fields of sorted bedforms identified on the north Catalan continental shelf (NW Mediterranean Sea), based on the analysis of high-resolution multibeam bathymetry and backscatter data and sediment samples.

#### STUDY AREA

The north Catalan continental shelf extends along 200 km from 41° 10' N to 42° 25' N (Fig. 1). The inner shelf is characterized by a relatively steep seafloor that extends down to 50-55 m water depth, corresponding to the seaward limit of the infralittoral prograding wedge. The seafloor displays high variability with numerous relieves of up to 10 m corresponding to small prodeltas, a discontinuous infralittoral prograding wedge and rocky outcrops (Durán et al., 2013). Backscatter is medium-high over most of the inner shelf, with the highest values occurring along the rocky outcrops. Conversely, the middle shelf is characterized by low backscatter, particularly to the north of the Cape de Creus Peninsula, as well as off the Roses and Pals bays and the Costa Brava (Fig. 1). Only near the submarine canyon heads, medium-high backscatter dominates the middle shelf.



FIGURE 1. Location map and bathymetry of the North Catalan continental shelf. High-resolution swath bathymetry data in the continental shelf was complemented with the Catalano-Balearic Sea bathymetric chart in the slope and submarine canyons (http://gma.icm.csic.es/sites/default/files/geowebs/MCB/CBSmaps.ht m). Inland information from Institut Cartogràfic i Geologic de Catalunya (ICGC).

Medium-to-small rivers and ephemeral streams feed the Catalan continental shelf (Liquete et al., 2009). They are characterized by long dry periods interrupted by short, strong events that can result in floods within a few hours (Martin-Vide et al., 2008). From north to south, the main rivers flowing into this sector of the continental shelf are the Muga-Fluvià, Ter and Tordera (Fig. 1).

The Catalan continental shelf is a wave-dominated, microtidal (<0.2 m) environment, with the highest waves (significant wave height up to 5 m) coming from the NE and E.

#### DATA COLLECTION AND METHODOLOGY

Swath bathymetry and backscatter data used in this study were acquired in 2004 using the SIMRAD EM3000D multibeam echosounder. The dataset provides full coverage of the swathed seabed from 9 to 200 m water depth, with specific locations where coverage extends to 4-5 m water depth. Two selected fields of sorted bedforms were surveyed again in July 2013 using the Elac SeaBeam 1050D 50 kHz system, in order to assess the decadal evolution of these bedforms. Multibeam data were processed using the CARIS HIPS and SIPS Hydrographic Data Processing System, including correction for heading, depth, pitch, heave and roll. Derived digital elevation models were produced at 4 x 4 m resolution. Morphological analysis of seabed and bedform features was performed using ArcGIS software. Detailed geo-referenced shadedrelief images have sun-illumination with an azimuth of 355° and elevation of 35°. In addition, 14 bottom sediment samples were collected in the selected sorted bedforms fields using a Box Corer dredge. A Horiba

LA 950 laser diffraction particle size analyser was used to determine the grain size distribution of the sediment.

#### RESULTS

The north Catalan inner shelf is characterized by a relatively steep seafloor (mean slope of 1.5°-2°) that extends down to 45-50 m water depth, where it becomes gentler (0.2°-0.5°). In the backscatter imagery, the inner shelf shows medium to high backscatter with elongated patches of low backscatter that extend across-shelf from the shoreface down to 25-35 m water depth or appear detached from the shoreface at water depths of 25-45 m (Fig. 2). Only in the Roses and Pals bays, the inner shelf is characterized by homogeneous lower backscatter. The patches of low backscatter show a wide range of dimensions, from 150 to 1600 m wide and 200 to 1800 m long, with low relief (< 1.5 m) and are commonly located off small bays where short streams discharge coarse sediment. Some of these patches show continuity with the area of low backscatter that dominates the middle-shelf, whereas others finish seaward in a large area of medium-high backscatter (Figs. 2 and 3).



FIGURE 2. Backscatter imagery of sorted bedforms observed to the north of Palamós city. The patches of low backscatter extend from the shoreline or appear detached from the shoreline. Some of these patches show continuity with the low backscatter domain of the middle shelf. See Figure 1 for location.

The sorted bedforms develop on some of these patches of low backscatter at water depths between 10 and 45 m, as well as at the boundary between the high backscatter domain of the inner shelf and the low backscatter area of the middle shelf (Figs. 2 and 3). The sorted bedforms are characterized by a subtle relief (0.15-0.5 m in depth) and an elongated shape, nearly perpendicular to the isobaths. The size of these bedform is highly variable; from small bedforms that are 75 m long and 20 m wide to large features that are 600 m long and 100 m wide. The sorted bedforms are displayed in the backscatter imagery as elongated patches of low and high backscatter with a marked boundary (Figs. 2 and 3). Across the shelf, the sorted bedforms are well-developed in deeper areas (20-40 m), whereas they are poorly developed or even absent near the shoreline. Along the inner shelf, the sorted

bedforms appear better developed in the southern sector of the study area, particularly between the Palamós and the Blanes canyons, but they are absent off the Roses and Pals bays as well as in the Tordera Delta.



FIGURE 3. Sorted bedforms developed to the south of Tossa de Mar. See Figure 1 for location.

Bathymetric and backscatter profiles across the sorted bedforms reveal abrupt transitions between high intensities in the shallow depressions and low values in the highs. High backscatter values correspond to poorly to moderately sorted coarse sand (median size of 0.55-0.96 mm) with gravel (0.6%-13.6%) and a low mud content (<0.7%). Lower values of backscatter correspond to well-sorted fine to medium sand (median size of 0.22-0.35 mm) without gravel and with low mud content (<2.7%).



FIGURE 4. Bathymetric (solid black line) and backscatter (dashed grey line) profiles of sorted bedforms located to the south of Tossa de Mar. See Figure 1 for location.

The short-term evolution of the sorted bedforms was investigated by comparing the bedform patterns observed in 2004 with their morphology in 2013. Results revealed high stability of the sorted bedforms over a ten-year time span, with small changes in the bedform morphology, as well as the formation of new sorted bedforms.

#### DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The detailed morphological analysis of the north Catalan continental shelf reveals that the sorted bedforms are ubiquitous in the inner shelf. The sorted bedforms commonly develop over elongated sand deposits composed of fine sand that extend from the shoreface down to 45 m water depth. These deposits are generated by sedimentary inputs from ephemeral streams that have their headwaters in the coastal mountain ranges. The finer-grained sand deposits are superimposed on the infralittoral prograding wedge (Fig. 2 and 3).

The morphology and sediment characteristics of the sorted bedforms developed in the north Catalan shelf are similar to those described on other continental shelves (Murray and Thieler, 2004; Goff et al., 2005; Lo Iacono and Guillén, 2008). They are characterized by a sharply edged sequence of coarse and fine sandy grained domains, with little topographic relief (<0.4 m). The fine domain is composed of well-sorted fine to medium sands and forms the bathymetric highs, whereas poorly sorted coarse sand dominates in the bathymetric lows as well as on the adjacent continental shelf.

Despite these similarities, the sorted bedforms observed in the north Catalan shelf differ from other sorted bedforms described in other inner shelves. The sorted bedforms of the north Catalan inner shelf display lateral symmetry in both bathymetric expression and grain size with the coarse domain centred on the bathymetric lows, differing from most sorted bedforms where the coarse domain is centred on the updrift side of the bathymetric lows (Murray and Thieler, 2004; Goff et al., 2005).

The sorted bedforms in the Catalan shelf are associated with finer-grained mounds deposited over the infralittoral prograding wedge. The local contribution of sediment by ephemeral streams over the coarse sand domain of the infralittoral prograding wedge provides the required substratum for sorted bedform development, contributing to the bed sediment heterogeneity, which is further reorganized to form sorted bedforms. However, in areas fed by the largest rivers, such as the Roses and Pals bays and the Tordera delta, sorted bedforms are absent because of the seafloor homogeneity.

The sorted bedforms are better developed in deeper waters (20-40 m) than near the shoreline, probably due to local hydrodynamic conditions. Stronger wave forcing in the shallower sector of the shelf may prevent the development or maintenance of these morphological features, as also observed in other inner selves (Hume et al., 2003; Diesing et al., 2006). At decadal scale, field observations in the north Catalan shelf support the long-term stability of these bedforms, particularly at water depths greater than 15-20 m, with only small changes in the bedform boundaries.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by the FORMED project (CGL2012-33989) funded by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness. The authors wish thanks the Secretaría General de Pesca of the Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente and Tragsa for the 2004 Espace Project dataset.

#### REFERENCES

- De Falco, G., Budillon, F., Conforti, A., Di Bitetto, M., Di Martino, G., Innangi, S., Simeone, S., Tonielli, R. (2015): Sorted bedforms over transgressive deposits along the continental shelf of western Sardinia (Mediterranean Sea). Mar. Geo., 359: 75-88.
- Diesing, M., Kubicki, A., Winter, C., Schwarzer, K. (2006): Decadal scale stability of sorted bedforms, German Bight, southeastern North Sea. *Cont. Shelf Res.*, 26: 902-916.
- Durán, R., Canals, M., Lastras, G., Micallef, A., Amblas, D., Pedrosa-Pàmies, R., Sanz, J.L. (2013): Sediment dynamics and post-glacial evolution of the continental shelf around the Blanes submarine canyon head (NW Mediterranean). *Prog. Oceanogr.*, 118: 28-46.
- Durán, R., Alonso, B., Ercilla, G., Estrada, F., Casas, D., Muñoz, A. (2017): Dynamics of Sorted Bedforms on a Shallow Infralittoral Prograding Wedge Influenced by Dredging (El Masnou, NW Mediterranean). In: Guillén, J., Acosta, J., Chiocci, L.F., Palanques, A. (Eds.), Atlas of Bedforms in the

Western Mediterranean. Springer International Publishing, Cham, 135-141.

- Goff, J.A., Mayer, L.A., Traykovski, P., Buynevich, I., Wilkens, R., Raymond, R., Glang, G., Evans, R.L., Olson, H., Jenkins, C. (2005): Detailed investigation of sorted bedforms, or "rippled scour depressions," within the Martha's Vineyard Coastal Observatory, Massachusetts. *Cont. Shelf Res.*, 25: 461-484.
- Hume, T. M., Trembanis, A. C., Hill, A., Liefting R., Stephens S. (2003: Spatially variable, temporally stable, sedimentary facies on an energetic inner shelf, in Coastal Sediments'03 edited by A. Press, Am. Soc. Civ. Eng., Reston, Va.
- Liquete, C., Canals, M., Ludwig, W., Arnau, P. (2009): Sediment discharge of the rivers of Catalonia, NE Spain, and the influence of human impacts. J. Hydrol., 366: 76-88.
- Lo Iacono, C. and Guillén, J. (2008): Environmental conditions for gravelly and pebbly dunes and sorted bedforms on a moderate-energy inner shelf (Marettimo Island, Italy, western Mediterranean). *Cont. Shelf Res.*, 28: 245-256.
- Martin-Vide, J., Sanchez-Lorenzo, A., Lopez-Bustins, J.A., Cordobilla, M.J., Garcia-Manuel, A., Raso, J.M. (2008): Torrential rainfall in northeast of the Iberian Peninsula: synoptic patterns and WeMO influence. Adv. Sci. Res., 2: 99-105.
- Murray, A.B. and Thieler, E.R. (2004): A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and "rippled scour depressions." *Cont. Shelf Res.*, 24: 295-315.

## Estudio geomorfológico de la plataforma continental del País Vasco mediante la utilización de información batimétrica de cartas náuticas.

Geomorphological study of the continental shelf of the Basque Country using bathymetric information of nautical charts.

#### P. Bilbao<sup>1</sup>, A, Olivares<sup>2</sup>, E. Iriarte<sup>3</sup>, I. Álvarez<sup>4</sup> y A. Aranburu<sup>5</sup>

1,5 Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco 48940 Leioa (Bizkaia). peru.bilbao@ehu.eus, arantza.aranburu@ehu.eus

2,3 Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos. 09001 Burgos. aog0033@gmail.com, eiriarte@ubu.es

4 Dpto. Expresión Gráfica y Proyectos de Ingeniería, Escuela de Ingeniería de Bilbao (Ingeniería Técnica de Minas y Obras Públicas), Universidad del País Vasco 48013 Bilbao (Bizkaia). irantzu.alvarez@ehu.eus

**Resumen:** La metodología MDT permite el estudio mediante herramientas digitales de rasgos geomorfológicos y geológicos. En este caso, para realizar un estudio de la plataforma continental sumergida del País Vasco, se ha optado por el empleo de la información batimétrica que ofrecen las cartas náuticas, previo paso de digitalización, georreferenciación e interpolación utilizando un Sistema de Información Geográfica. Se han descrito diferentes zonas en la plataforma continental basándose en sus características geomorfológicas y su relieve, realizándose una clasificación. Del mismo modo se han cartografiado zonas en base a su pendiente y profundidad asociados a la posible existencia de paleoacantilados y rasas que unidos a la simulación de la última transgresión eustática (20.000 años) nos permiten reconstruir la evolución de la línea de costa y el papel que las variaciones del nivel del mar han podido tener en la morfología del relieve en la plataforma continental vasca.

Palabras clave: Plataforma continental. Información batimétrica. SIG.

**Abstract:** The MDT methodology allows the study through digital tools of geomorphological and geographic factors. In this case, in order to carry out a study of the submerged continental shelf of the Basque Country, we have chosen to use the bathymetric information provided by digitalized, georeferenced and interpolated nautical charts using a Geographic Information System. Different zones have been described and classified in the continental shelf based on its geomorphological structure and its relief. We have mapped areas based on their slope and depth values and detected the possible existence of paleoacliffs; and the modelization of the last eustatic transgression (20,000 years) allow us to infer the coast evolution and the sea level variation impact in the relief formation in the Basque continental shelf.

Key words: Continental shelf, Bathymetric information, GIS.

#### INTRODUCCIÓN

En la sección oriental del Margen Continental Noribérico, SE del Golfo de Bizkaia, se encuentra la Plataforma Continental Vasco-Cantábrica. Originada durante las orogenias varisca y alpina, se trata del resultado último de la deformación compresiva durante el Paleoceno y el Eoceno que generó los Pirineos y cerró el Golfo de Bizkaia, levantando el margen cantábrico y formando las cordilleras montañosas del norte de la Península Ibérica.

Se trata por lo tanto de una plataforma estrecha e intensamente erosionada, con escasa sedimentación y con un relieve relativamente plano. Cuenta con una longitud costera de unos 150 km caracterizada por una anchura variable de entre 4 y 17 km, tendiendo a aumentar hacia el oeste, y da paso a la zona de talud a unos 180-245 m de profundidad, hacia el Cañón de

Capbreton (Ercilla *et al.*, 2008; Galparsoro *et al.*, 2010).

Con el fin de caracterizar geomorfológicamente dicha plataforma continental, en su sector vasco, en este trabajo se abordan tres tareas/objetivos: 1) Realizar una descripción geomorfológica con la resolución que la metodología permite; 2) Determinar y cartografiar las zonas potenciales para albergar paleoacantilados y rasas marinas; 3) Relacionar estas zonas con las variaciones relativas del nivel del mar.

#### MATERIALES Y MÉTODOS

Para la obtención de un modelo digital del relieve del área de estudio se ha empleado la información batimétrica procedente de las Cartas Náuticas elaboradas por el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM) entre 1973 y 1991. Para las costas del País Vasco se han empleado las cartas 944, 943 y 942, que abarcan desde el Río Bidasoa hasta el Abra de Bilbao y ofrecen batimetrías de hasta 150 m de profundidad a unos 10-20 km desde la línea de costa, según las zonas. Las cartas obtenidas en formato físico fueron posteriormente digitalizadas.

Para la elaboración de los MDT se empleó el *software* ArcGIS 10.1. Se realizó la georreferenciación de las cartas según el Datum WGS84. Posteriormente se digitalizaron únicamente los puntos batimétricos asignando la profundidad reflejada en dichas cartas. Se obtuvo un Modelo Digital de Elevaciones mediante el método de interpolación "*Natural Neighbor*" (Res: 1:0,454) y a partir de éste el modelo de pendientes (Res: 1:0,454), a partir del cual, se han inferido las posibles áreas de paleoacantilados y rasas marinas y modelizado la última transgresión marina.

#### RESULTADOS

#### Descripción del relieve de la Plataforma Continental del País Vasco en base al MDT

Como se aprecia en la Figs. 1 y 2, en base a la información batimétrica, se han delimitado un total de 4 zonas para la Plataforma Continental del País Vasco.

Zona 1: situada en la zona más oriental de la plataforma, presenta un tipo de relieve irregular. Las isobatas representan poca linealidad en su trazado y una pendiente elevada desde la línea de costa hasta los 40-50 m de profundidad (1-2,5 km desde la costa), donde progresivamente ésta se vuelve menos pronunciada dejando entre -50 y -100 m, unas distancias de entre 4-8 km salpicadas con irregularidades en forma de elevaciones y depresiones que pueden llegar a superar los 10 m de desnivel respecto a sus puntos adyacentes (Fig. 1).

*Zona 2*: se ha delimitado desde la desembocadura del río Oria hasta el Cabo Ogoño (Elantxobe). Presenta un relieve diferente, donde las isobatas marcan, en planta, una concavidad similar a la de la línea costera además de una tendencia a la linealidad a diferencia del punto anterior. En este caso hasta se aprecia más distancia (1,5-3,5 km) desde la costa hasta la isobata - 50 m y entre 4-9 km hasta -100 m lo que se traduce en una menor pendiente de la plataforma (Fig. 1).

*Zona 3*: abarca desde el Cabo Ogoño hasta la Ría de Bilbao, donde nuevamente predomina el trazado irregular de las isobatas, aunque con un trazo convexo similar al de la línea de costa para esta sección. La distancia hasta la isobata -50 m varía entre 1,5-4 km al tener, en general, una pendiente menos pronunciada, aunque salpicada por cabos, puntas e islotes que afectan al relieve en algunos sectores, exceptuando la zona desde el estuario de Urdaibai hasta el Cabo Matxitxako, donde el relieve es ligeramente diferente al del resto de la zona. A mayores profundidades encontramos una distancia de 3-5 km desde -50 hasta - 100 m aunque esta vez alternándose pendientes abruptas con fondos horizontales (Fig. 1), lo cual puede ser indicativo de la presencia de antiguas rasas y paleoacantilados como se verá a continuación.

*Zona 4*: corresponde a la zona que se extiende desde la Ría de Bilbao hasta el límite con la costa de Cantabria. Se trata de una zona una pendiente significativamente mucho menos pronunciada que en el resto de la plataforma vasca. Encontramos hasta 16 km desde la línea de costa hasta profundidades de -100 m con una inclinación mucho menor que la de otras zonas y pueden darse tanto elevaciones y depresiones como zonas horizontales (Fig. 1).



FIGURA 1. Perfiles topográficos representativos para las zonas descritas. El eje de coordenadas X hace referencia a numeración estándar, por lo que la última cifra corresponde a la distancia en km reflejada debajo de cada gráfico.

# Cartografía de las áreas potenciales de paleoacantilados y rasas marinas en la Plataforma Continental vasca.

El modelo digital de pendientes representa las zonas de altas pendientes en colores rojos y amarillos mientras que las zonas de pendientes bajas corresponden a tonos verdes (Fig. 3). Así pues, se ha conseguido delimitar posibles rasgos geomorfológicos, paleacantilados (PA) y rasas marinas (PR), en la plataforma continental en base a su pendiente y profundidad (Fig. 3).

PA1: en las zonas cercanas a costa, de menor profundidad, encontramos una zona de altas pendientes que discurre de manera paralela a lo largo de prácticamente toda la costa vasca, asociada a una profundidad media de -20 m incluso extendiéndose hasta -50 en algunas zonas, siendo especialmente marcada en los extremos oriental y occidental, así como en la zona entre Elantxobe y Ondárroa.

PA2: una nueva zona de altas pendientes se observa a cotas de entre -50 y -60 m ocasionalmente alcanzando profundidades de -70 m pero sin la continuidad de PA1, descrito anteriormente, y concentrándose mayormente en la zona occidental, y puntualmente en sectores de la zona oriental. La pendiente no es tan pronunciada como en PA1. Se aprecia marcadamente que esta zona está situada entre representativas zonas de pendientes horizontales.

PA3: la última zona de posibles paleoacantilados se sitúa a profundidades de -80 a -90 m, incluso -100 m, y aunque se trata de zonas con pendientes altas, estas zonas son de menor extensión que las anteriores y se encuentran dispersas nuevamente entre las zonas oriental y occidental, siendo predominantes en ésta última.

En el caso de las rasas o zonas de bajas pendientes quedan intercaladas entre las zonas de altas pendientes, siendo además, uno de los factores empleados a la hora de cartografiar PA y PR. No obstante, la resolución de esta metodología no permite una gran precisión a la hora de cartografiar posibles rasas, ni su diferenciación de zonas de baja pendiente asociadas a, por ejemplo, procesos de sedimentación, etc. Por ello se han reflejado las zonas de rasas potenciales (PR) claramente situadas entre zonas de altas pendientes (PA).

PR1: se encuentra principalmente entre -40 y -50 m de profundidad aunque dependiendo de las zonas puede llegar a abarcar mayor intervalo batimétrico. Normalmente su distribución sigue una línea paralela a las zonas de altas pendientes anteriormente descritas y su presencia se asocia a la presencia de PA2.

PR2: a profundidades de -70 y -80 m en áreas entre PA2 y PA3, se trata de zonas más extensas que las zonas de pendientes bajas menos profundadas y en esta ocasión los desniveles no exceden los 15 m por lo que se tratan de zonas extensas y horizontales. La mayor concentración se encuentra en la zona occidental aunque también encontramos ejemplos en la zona oriental.

#### Paleolíneas de costa para la última transgresión marina en la Plataforma Continental del País Vasco

Con los datos obtenidos para el último ascenso del nivel del mar durante la última trangresión (Milne et al., 2009), se ha podido establecer la ubicación de la línea de costa a lo largo del tiempo y el cálculo de tasas de ascenso del nivel del mar, así como áreas inundadas. Es patente que el ascenso del nivel del mar no ha sido homogéneo durante la transgresión marina desde el Último Máximo Glaciar (últimos 20 ka), las diferentes tasas de ascenso han podido moldear el fondo de la plataforma continental, pudiendo, tal vez, establecer una relación entre las zonas de altas y bajas pendientes y la velocidad de ascenso del nivel del mar.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La sección de la plataforma continental que discurre hasta los -20 o -40 m en prácticamente todas las zonas descritas, alberga un tipo de suelo rocoso (Galparsoro *et al.* 2010) con pendiente escarpada,

reflejando el PA1 probablemente asociado a la última estabilización del nivel del mar alto actual, y la erosión sobre las paleolíneas de costa. La PR1 que discurre seguidamente a mayor profundidad refleja una tasa de ascenso baja que propició una erosión cuasi-horizontal del fondo marino, posibles rasa marinas creando zonas de bajas pendientes que en este caso cuenta con escasos 10 m de desnivel. No obstante esto únicamente parece reflejarse en las *Zonas 1 y 3* ya que la *Zona 2* presenta un tipo de relieve diferente. Este hecho podría ser debido a distintas causas, como la presencia de distintos sustratos rocosos, distinta orientación respecto al oleaje, etc. Lo mismo ocurre con el resto de rasgos estudiados ya que en la *Zona 2* únicamente es observable el PA1.

PA2 por su parte podemos relacionarlo con otro episodio de erosión continuada de la costa y un ascenso relativo brusco del nivel del mar. La irregularidad de las isobatas y las pendientes podrían indicar vestigios de las unidades rocosas más duras de las paleocostas. La pronunciada pendiente de las zonas oriental y occidental de la plataforma, hace que en algunas ocasiones se solapen PA1 y PA2 dejando extensiones muy pequeñas de rasas intermedias. A partir de -70 m encontramos una rasa (PR2), la más extensa de la plataforma continental, bien visible en las Zonas 1 y 3. Por último, PA3, el rasgo más profundo identificado, a profundidades de -90 y -100 m, sería una nueva de acantilado paleolínea con una pendiente relativamente baja en el sector oriental, pero algo más pronunciada en el occidental, donde aparece asociado a vestigios rocosos frente a las costas de Bakio (Galparsoro et al. 2010), su génesis estaría probablemente asociada niveles а del mar relativamente bajos (p. ej. períodos glaciares), representando momentos de relativa estabilización del nivel del mar y formación de costas acantiladas. En general, la presencia de distintos paleoacantilados y potenciales zonas de rasa en la plataforma, podrían interpretarse como debidos a la existencia de pulsos tectónicos que elevaron la costa cantábrica (Álvarez-Marrón et al., 2008), no obstante, su número y cronología habrán de definirse integrando el estudio de las zonas costeras emergidas.

Por lo tanto es posible emplear la información batimétrica y su utilización con metodología GIS para realizar un estudio geomorfológico en la plataforma continental, aunque siempre conscientes de su limitada resolución. Se ha desarrollado un método de estudio fiable y gratuito, permitiendo una descripción general de áreas de plataforma que sirve para detectar rasgos geomorfológicos que denotan la influencia de la acción de las variaciones relativas del nivel del mar sobre las áreas costeras en tiempos pasados.

#### REFERENCIAS

- Alvarez-Marrón J., Niedermann, S. Hetzel, R. Menendez, R., Marquinez, J., (2008): Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93: 316-334.
- Ercilla, G., Casas, D., Estrada, F., Vázquez, J.T., Iglesias, J., García, M., Gómez, M., Acosta, J., Gallart, J., Maestro-González, A., Marconi Team (2008): Morphosedimentary features and recent depositional architectural model of the Cantabrian continental margin. *Marine Geology*, 247: 61-83.
- Galparsoro, I., Borja, A., Legorburu, I., Hernández, C., Chust, G., Liria, P., Uriarte, A., (2010): Morphological characteristics of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain); their implications for Integrated Coastal Zone Management. *Geomorphology*, 118: 314-329
- Milne, G. A., W. R. Gehrels, C. W. Hughes, M. E. Tamisiea, (2009): Identifying the causes of sealevel change. *Nature Geoscience*, 2: 471–478.



FIGURA 2: Modelo Digital de Elevaciones para la Plataforma Continental del País Vasco. Señalados en negro los límites de las zonas propuestas. Señalados en azul, la ubicación de los perfiles topográficos pertenecientes a la Figura 1. Las Isobatas responden a intervalos de -10 m.



FIGURA 3: Modelo Digital de Pendientes para la Plataforma Continental del País Vasco. En la leyenda se sitúan los valores de pendientes expresados en grados de inclinación. Señalados los posibles paleoacantilados (tonos azules) y rasas marinas (tonos rojos)

)

## Identificación y cartografiado de rasas potenciales en la plataforma continental frente al País Vasco

## Identification and cartography of potential rasas in the continental shelf in front of the Basque Country

## P. Bilbao<sup>1</sup>, A. Olivares<sup>2</sup>, I. Galparsoro<sup>3</sup>, M. del Val<sup>1</sup>, M. Arriolabengoa<sup>1</sup>, E. Iriarte<sup>2</sup>, I. Yusta<sup>1</sup>, I. Álvarez<sup>4</sup> y A. Aranburu<sup>1</sup>

1 Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco 48940 Leioa (Bizkaia). peru.bilbao@ehu.eus; miren.delval@ehu.eus; martin.arriolabengoa@ehu.eus; i.yusta@ehu.eus; arantza.aranburu@ehu.eus

2 Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos 09001 Burgos. aog0033@gmail.com; eiriarte@ubu.es

3 Unidad de Investigación Marina, AZTI, 20110 Pasaia (Gipuzkoa). igalparsoro@azti.es

4 Dpto. Expresión Gráfica y Proyectos de Ingeniería, Escuela de Ingeniería de Bilbao, Universidad del País Vasco 48013 Bilbao (Bizkaia). irantzu.alvarez@ehu.eus

**Resumen:** El periodo Cuaternario se caracteriza por integrar numerosas oscilaciones climáticas con fases glaciares e interglaciares que provocaron importantes variaciones del nivel del mar y de la dinámica costera. En periodos en los que el nivel del mar se mantuvo estable se generaron superficies de erosión/abrasión marina denominadas rasas. El objetivo de esta comunicación es la identificación de las paleo-rasas situadas entre 0 m y -116 m respecto al nivel medio del mar actual. Los datos batimétricos utilizados fueron obtenidos entre 2005 y 2009 mediante una ecosonda multihaz de alta resolución. La identificación de las rasas potenciales se ha basado en el modelo digital de elevaciones (DEM) obtenido a partir de los datos batimétricos, y su tratamiento en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Entre otros, se calculó el mapa de curvatura, el mapa de pendientes, y se realizaron diversos perfiles. Los resultados muestran una plataforma continental de morfología escalonada, combinándose escalones de gran magnitud (de 10 m o más en algunos casos) con otros de menor tamaño (alguno de menos de 2 m), que han permitido identificar al menos 4 rasas potenciales en fondos principalmente rocosos.

Palabras clave: Plataforma continental. Rasas potenciales. Oscilaciones del nivel del mar. Modelo Digital de Elevaciones.

**Abstract:** The Quaternary period is characterized by a large number of climatic oscillations between glacial and interglacial phases. Due to those oscillations, the sea level has varied periodically, affecting directly the morphology and the dynamics of the coast. When the sea level remains stable, erosion and abrasion marine surfaces called rasas can be developed. The aim of this communication, is the detection of the paleo rasas located between 0 and -116 m relative to the current mean sea level. The bathymetric data were collected between 2005 and 2009 using high resolution multibeam echosounder. The detection of potential rasas, has been carried out with a Digital Elevation Model (DEM) processed in a Geographical Information System (GIS). Among some other data, the maps of curvature and slope, and some topographic profiles were generated. The results show a marine platform with staircase morphology, where steps of great magnitude (10 m high or more) and smaller ones (some of them less than 2 meters) have been detected. At least, 4 potential rasas have been detected in mainly rocky seafloor.

Key words: Continental platform. Potential rasas. Sea level oscillations. Digital Elevation Model.

#### INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Las rasas son superficies subhorizontales de erosión marina formadas cuando el nivel del mar se mantiene estable en una determinada cota durante un periodo de tiempo. La acción del oleaje erosiona las formaciones rocosas de la costa formando estas superficies subhorizontales que a menudo terminan contra un acantilado (Fig. 1), formando entre ambas un ángulo que tiende a ser de alrededor de 90°. No han sido muchos los trabajos previos realizados en la costa vasca sobre esta cuestión (Edeso, 1992; Galparsoro et al., 2010; Aranburu et al., 2015) y en su análisis no se han integrado todos los datos disponibles de la zona emergida y de la zona sumergida, lo cual se pretende realizar a largo plazo. El principal objetivo de este trabajo en curso, es detectar las posibles rasas presentes en la plataforma vasca, de forma que en esta comunicación se presentan los primeros resultados obtenidos, además de algunos problemas encontrados a



FIGURA 1. Representación idealizada de una costa rocosa indicando la formación de las rasas (tomado de Álvarez-Marrón et al., 2008).

la hora de llevar a cabo esta tarea.

#### METODOLOGÍA

Para la detección de rasas potenciales, se ha empleado un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de 5 m de resolución elaborado entre 2005 y 2009 por medio de datos obtenidos mediante una ecosonda multihaz (Galparsoro et al., 2010) y el LiDAR batimétrico (en la costa de Gipuzkoa) (Chust et al., 2008). La profundidad máxima alcanzada por el MDE, es de -116 m (respecto al nivel medio del mar en Alicante). Los datos han sido integrados y tratados mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG). También se ha tenido en cuenta la información sobre el tipo de fondo, el cual está disponible en la Infraestructura de Datos Espaciales del Gobierno Vasco (http://www.geo.euskadi.eus/s69-15375/es/).

El análisis está basado en la identificación de superficies subhorizontales que se interpretan como rasas potenciales sumergidas, y cuya metodología ha sido testada en otros medios geomorfológicos como las terrazas fluviales (del Val et al., 2015). Las herramientas utilizadas para localizar las superficies subhorizontales, han sido entre otras, aquellas que permiten calcular el mapa de pendientes, el mapa de curvatura y las curvas de nivel, además de la realización de varios perfiles. Con el mapa de curvatura se han diferenciado las zonas más convexas y cóncavas de las zonas más planares. Con el mapa de pendiente, se han obtenido mapas diferenciando las zonas con una pendiente igual o inferior a 5º, debido a que este ha sido el ángulo empleado en estudios previos para distinguir rasas potenciales en Asturias (Álvarez-Marrón et al., 2008). Asimismo se han extraído las curvas de nivel, para observar los posibles escarpes y superficies más horizontales del relieve. Por último, debido a que los depósitos sedimentarios pueden estar tapizando, y por lo tanto, ocultando la morfología primaria del fondo, únicamente se han tenido en cuenta datos obtenidos sobre fondos rocosos o mixtos de la plataforma marina vasca.

#### RESULTADOS

El análisis revela una morfología escalonada de la plataforma marina, en la que el 89,3% del fondo rocoso o mixto, se corresponde con superficies de inclinación igual o menor que 5°. A lo largo de la plataforma se repiten varias superficies cuya cota es parecida. Los rangos principales en los que se agruparían dichas superficies (rasa potencial sumergida, R<sub>s</sub>) son aproximadamente los siguientes: entre  $\approx R_{S1}$  -15/-20 m,  $\approx R_{s2}$  -40/-47 m,  $\approx R_{s3}$  -53/-57 m,  $\approx R_{s4}$  -60/-63 m,  $\approx R_{s5}$  -66/-70 m,  $\approx R_{s6}$  -73/-80 m y  $\approx R_{s7}$  -87/-90 m. Con menor frecuencia, también se aprecian superficies de menor entidad, entre  $\approx$ -92/-97 m (R<sub>S8</sub>). A modo de ejemplo, se detallan las superficies detectadas frente a Ondarroa y Pasaia (Fig. 2) y la superficie entre Armintza y Bakio cuya cota es de  $\approx$ -31/ $\approx$ -35 m (Fig. 3). Por lo tanto, el escalón de mayor entidad, se

extendería entre las  $R_{S1}$  y  $R_{S2}$ , hasta  $\approx$ -40 m, observándose las rasas potenciales principales bajo esa cota.

#### DISCUSIÓN

La mayor parte del fondo marino analizado presenta pendientes muy bajos ( $< 5^{\circ}$ ). Teniendo en cuenta que en los últimos 3 Ma el nivel del mar ha estado durante más tiempo por debajo del nivel actual (Hansen et al., 2013), es de suponer que la acción marina ha incidido más veces en cotas aún más bajas que las actuales, erosionando y aplanando el fondo marino.

Por otro lado, el hecho de que el mayor escalón (antiguo escarpe) se extienda hasta aproximadamente -40 m y que las principales rasas potenciales identificadas se encuentren por debajo de esa cota, podría ser indicativo de que el nivel del mar principalmente se ha localizado por debajo de esta profundidad.

En cuanto a la metodología empleada, se observa que tanto el mapa de curvatura como el filtrado realizado en torno a las zonas con una pendiente igual o inferior a 5°-, no son tan efectivos a la hora de delimitar las posibles rasas sumergidas, como sucede con las zonas emergidas. En este caso, el escalón principal y el más cercano a la línea de costa, se refleja y se diferencia con claridad, mientras que los pequeños escalones son más difíciles de detectar. En este caso, la extracción de curvas de nivel cada 1 metro, ha sido el método más utilizado para delimitar de forma más evidente dichas superficies. Las curvas de nivel empleadas han sido extraídas reajustando el MDE a una resolución horizontal de 100 m, lo cual ha suavizado las curvas de nivel propiciando una mayor claridad en la interpretación de los resultados. El análisis se ha realizado observando el mapa tanto en planta como en una perspectiva en 3 dimensiones.

El análisis de las superficies subhorizontales se ha realizado en los fondos rocosos o mixtos, quedando de lado una gran extensión que está cubierta por sedimentos. En algunos casos, se observan escalones de hasta 15 metros que limitan sobre fondos sedimentarios, pero estos, en primera instancia, no han sido computados.

#### CONCLUSIONES

El análisis de los diferentes mapas obtenidos a partir del MDE de alta resolución del fondo marino ha permitido identificar las potenciales rasas marinas y los escalones más evidentes en una primera aproximación al problema.



FIGURA 2. Mapa con las diversas zonas de rasas potenciales cartografiados en polígonos de color marrón, sobre los fondos rocosos y mixtos (color azul claro). La línea azul oscura indica la línea de costa. A.1, B.1) Vista en perspectiva del mapa de curvas de nivel y localización de rasas potenciales en detalle en las ventanas A y B. A.2, B.2) Vista en perspectiva en 3D de las zonas seleccionadas. A.3, B.3) Perfiles topográficos A-A' y B'-B.



FIGURA 3. Vista en perspectiva de la superficie marcada dentro de un rectángulo negro en la Figura 2, entre Armintza y Bakio.

En esta primera aproximación se han determinado y cartografiado en el mapa, la localización y el rango de profundidad de al menos 8 niveles de rasas potenciales, ubicados exclusivamente en los fondos rocosos o mixtos.

Por último, será necesario avanzar en nuevos métodos y herramientas para la delimitación de estas rasas potenciales con mayor precisión, así como en el análisis de su correlación lateral. Ello conllevará el análisis de los perfiles sísmicos realizados sobre los fondos tapizados por sedimentos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado por la Beca Predoctoral de Formación de Personal Investigador No Doctor del Gobierno Vasco (PRE-2016-1-0354), así como por la ayuda a Grupos de Investigación del Gobierno Vasco (IT1029-16 GBV6).

#### REFERENCIAS

- Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquínez, J. (2008): Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* 93, 316–334. doi:10.1016/j.geomorph.2007.03.005
- Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., del Val, M.,

Moreno, J., Jiménez-Sánchez, M. (2015): Karst landscape evolution in the littoral area of *Quaternary International*. 634, pp. 217 - 230. DOI: 10.1016/j.jhevol.2013.12.001.

- Chust, G., Galparsoro, I., Borja, Á., Franco, J., Uriarte, A. (2008): Coastal and estuarine habitat mapping, using LIDAR height and intensity and multispectral imagery. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78: 633-643.
- del Val, M., Iriarte, E., Arriolabengoa, M., Aranburu, A. (2015): An automated method to extract fluvial terraces from LIDAR based high resolution Digital Elevation Models: The Oiartzun valley, a case study in the Cantabrian Margin. *Quaternary International*. 364, 35-43.
- Edeso, JM. (1992): Variaciones del nivel del mar durante el pleistoceno medio (extremo oriental de Guipuzcoa. País Vasco. *Lurralde*, 15, 63-106.
- Galparsoro, I., Borja, Á., Legorburu, I., Hernández, C., Chust, G., Liria, P., Uriarte, A. (2010): Morphological characteristics of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain); their implications for Integrated Coastal Zone Management. *Geomorphology*, 118: 314-329.
- Hansen, J., Sato, M., Russell, G., Kharecha, P. (2013): Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Phil Trans R Soc* A.371:20120294.http://dx.doi.org/10.1098/rsta.201 2.029.
# Caracterización morfo-fisiográfica del complejo de bajos rocosos Diamante-Galera en la bahía de Cádiz, SO España.

# Morpho-physiographic characterization of the rocky shoal complex Galera-Diamante in the Bay of Cadiz, SW Spain.

#### J. M. Jódar

Dpto. Ciencias de la Tierra (Universidad de Cádiz), Polígono Río San Pedro, s/n, 11510, Puerto Real (Cádiz). josemanuel.jodar@uca.es.

**Resumen:** Este trabajo presenta un análisis fisiográfico y una caracterización morfológica superficial detallada de un afloramiento rocoso formado por el complejo de bajos de El Diamante y La Galera, a partir de datos batimétricos, sonográficos y sísmica de reflexión de alta resolución. Esta formación rocosa ocupa el rango batimétrico de 4 a 13m de profundidad, y por su localización actúa de división natural entre la bahía oriental y occidental externa de Cádiz. A nivel superficial se han diferenciado 3 tipos de facies sonográficas consolidadas con un control fisiográfico muy marcado. Unas facies someras con un patrón irregular (tipo 1), un segundo tipo asociado al anterior con un patrón plano (tipo 2-A), y el último un patrón plano irregular que aparece en el extremo nororiental (tipo 2-B). Cada una de las facies consolidadas son descritas y comparadas con niveles consolidados de formaciones Plio-pleistocenas descritas en zonas costeras cercanas a la zona de estudio. Finalmente, una cartografía detallada de esta parte de la bahía de Cádiz ha permitido confirmar que existe una conexión física hacia al NE, entre el centro del complejo Diamante-Galera y el promontorio costero de la Punta de Sta. Catalina (El Puerto de Sta. María), el cual parece corresponder con un alto estructural formado por un anticlinal muy tumbado de la roca de tipo 2-B.

Palabras clave: Bahía de Cádiz, bajos rocosos, Galera, Diamante.

Abstract: This work presents an analysis of the surficial morphology and physiography of a rocky outcrop formed by the shoal complex of El Diamante and La Galera, and it is based on bathymetric, sonographic and high-resolution seismic reflection data. This rocky formation occupies the bathymetric deep range from 4 to 13 m, and by its location, acts as a natural division between the outer Eastern and Western Bay of Cadiz. 3 types of sonographic facies were distinguished on the surface; all of them are consolidated, exerting a very marked physiographic control. The shallower facies mainly consist of an irregular rocky pattern (type 1), another one consists of a flat consolidated pattern (type 2-A), and the last is a consolidated bed with a higher degree of irregularity which is located in the northeast (type 2-B). Each rocky facies are described and compared with consolidated Plio-Pleistocene formations located in coastal outcrops near to study area. An finally, a detailed mapping of this part of the Bay of Cadiz allowed to confirm a connection of the complex Diamante-Galera shoal, to NE with the coastal promontory of Punta de Sta. Catalina (El Puerto de Sta. Maria), which is formed by a structural high that would correspond to a very lying anticline of the type 2-B rock.

Key words: Bay of Cadiz, rocky shoals, Galera, Diamante.

#### INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La bahía externa de Cádiz corresponde a una ensenada costera, que se sitúa en el SO de la Península Ibérica (Fig. 1), que se encuentra rodeada por costas acantiladas y afloramientos rocosos, que tienen su continuidad a nivel intermareal y sublitoral. Uno de los afloramientos más importantes por su ubicación central, y por el rango de profundidad que alcanza corresponde a los bajos de La Galera y El Diamante, con sondas mínimas de 2.1 y 4.6m de profundidad, respectivamente (IHM, 1966, actualizada en 1996). Esta formación actúa como una frontera natural, separando y conteniendo físicamente parte de la bahía oriental, más interna y abrigada del sector más occidental, expuesto y que comunica con mar abierto (Fig. 1).

Desde hace varias décadas se viene trabajando en el ámbito de la geología marina a partir de estratigrafía sísmica y el estudio de los ambientes de depósito de afloramientos rocosos en la bahía de Cádiz y costas adyacentes (Llave, 1998; Morales y Lozano, 2013; Gutiérrez-Mas et al., 2009; Gutiérrez-Mas y Mas, 2013) entre otros. En este sentido se echa de menos una caracterización morfológica de detalle de los extensos afloramientos rocosos, que controlan tanto la fisiografía como los movimientos de las masas de agua en la bahía externa de Cádiz.

El objetivo de este trabajo es caracterizar y cartografiar los principales tipos de facies consolidadas identificados en el afloramiento rocoso que forman los bajos de El Diamante, La Galera y áreas adyacentes, encuadrándolo de forma aproximada dentro de la geología local de la bahía de Cádiz.

#### METODOLOGÍA

Los datos utilizados en este trabajo pertenecen a la campaña Nereida I, elaborada por el IEO (1985), donde fue utilizado de forma simultánea un equipo de sonar de barrido lateral Klein 595 (100-325kHz), y un perfilador

de fondos (*subbottom profiler*) de 3.5kHz O.R.E. 1036 (Fig. 1). De ambos equipos se obtuvieron registros en papel, y el proyecto de líneas se diseñó con un espaciado de 100m, con un solape lateral del 30% en relación a los registros sonográficos (Fig. 1). El levantamiento batimétrico fue llevado a cabo por la empresa Geomytsa en 1994, con una ecosonda monohaz Atlas Deso 20 de doble frecuencia y resolución submétrica, y las áreas sin datos fueron completados por la carta náutica 443-B (IHM, 1966). En ambas campañas el sistema de posicionamiento utilizado fue D-GPS con correcciones vía radio (tipo trisponder).



FIGURA 1. Localización geográfica y situación de las líneas de navegación de la zona de estudio.

Los trabajos de interpretación se iniciaron con la digitalización previa de las imágenes sonográficas, y a partir de éstas se elaboraron mosaicos de forma sistemática. El análisis de los datos, tanto sonográficos como sísmicos, se centró en identificar las áreas de fondo consolidado que afloran fuera del relleno sedimentario. A continuación se describieron los principales tipos de respuesta acústica que presentan estos fondos consolidados, y por último se delimitaron cada uno de los límites de las facies consolidadas identificadas. Estos trabajos de interpretación se realizaron en todo momento con el apoyo de los registros originales. La cartografía final fue elaborada y geo-referenciada en coordenadas UTM-huso 29N, con datum de referencia WGS-84.

#### RESULTADOS

A partir del análisis de los datos sonográficos y apoyados con los perfiles 3.5kHz, se ha estudiado un área de 11.3km<sup>2</sup>, donde se han diferenciado las siguientes facies consolidadas (Fig. 2):

a) Facies consolidadas de superficie muy irregular (tipo 1) formadas por un patrón de intercalaciones de ecos de alta a muy alta intensidad, junto a sombras acústicas por la presencia de crestas y aristas en la superficie de este tipo de fondo (Fig. 2. A-1). Las direcciones estructurales superficiales tienen unas orientaciones NE-SO y NNE-SSO, que aparecen mayoritariamente en las zonas más internas del bajo. En la superficie de este tipo de fondo es frecuente la intercalación de grandes extensiones con una cobertura sedimentaria nula o muy baja, junto con otras donde se acumulan sedimento en forma de parches encajados en las irregularidades de la roca.

Los datos sísmicos constatan las irregularidades anteriormente descritas, y muestran un reflector del fondo parcialmente opaco. Internamente se han identificado algunos reflectores profundos, irregulares y discontinuos (Fig. 2. A-1).

Este tipo de fondo se localiza en la zona central y somera del complejo por debajo de los 10-11m de profundidad, y mayoritariamente aparece asociado a otros fondos consolidados (Fig. 3).



FIGURA 2. Imágenes de perfiles sísmicos de 3.5kHz y registros sonográficos representativos de las facies consolidadas irregular (A-1) y planas principal (A-2) en el perfil 1 (A), y de las facies plana de contornos irregulares (B-1) del perfil 2 (B).

b) Facies consolidadas de superficie principal plana (tipo 2-A) muestran una configuración sub-horizontal o inclinada, con una respuesta acústica de intensidad menor que el tipo anterior. Superficialmente presenta lineamientos estructurales en forma de aristas con direcciones variables (NNO-SSE, N-S y S-O), y los perfiles sísmicos revelan un reflector del fondo completamente opaco en superficie, sin ninguna diferenciación interna apreciable. Estas facies aparecen situadas mayoritariamente en la zona central del complejo, donde se distribuye alrededor de las facies irregulares de tipo 1, a más profundidad. También se identifica en el extremo S, ocupando importantes áreas de la zona exterior de la canal principal de acceso al puerto de Cádiz (Fig. 3).

Facies consolidadas planas de contornos c) irregulares (tipo 2-B), con una intensidad sonográfica similar al tipo anterior. La principal característica la presenta este tipo de fondo es de tipo morfológico, mostrando unos contornos exteriores de la roca de tipo irregular. Estas irregularidades tienen una configuración de entrantes y salientes semicirculares con un diámetros que oscila entre 5-15 m y por encima de los 50 m (Fig. 2. B-1). Los perfiles de 3.5 kHz también confirman que estas irregularidades aparecen a lo largo de todo el techo de esta formación, apareciendo sub-aflorante, habiéndose estimado potencias del relleno sedimentario

superior que oscilan entre los límites de detección del equipo (<1.5 m), y entre 3-5 m de espesor. Por último, la cartografía refleja también este patrón irregular (Fig. 3), mostrando a mayor escala áreas longitudinales escalonadas, con direcciones estructurales variables (principal NNO-SSE y NO-SE, y secundarias NNE-SSO, N-S y S-O).



FIGURA 3. Distribución espacial de cada uno de los tipos consolidados diferenciados en el complejo Diamante-Galera y zonas adyacentes.

Estas facies aparecen exclusivamente en el extremo NE de la zona de estudio, entre la base del bajo de La Galera y el promontorio de la punta de Sta. Catalina. Los datos de batimetría confirman que la parte más profunda alcanza los 10-12m, mientras que la zona central alcanza entre los 8-9m.

#### DISCUSIÓN

En la zona más somera del complejo Diamante-Galera conviven dos tipos de facies consolidadas. La irregular situada en la zona más interna y somera de la formación (facies 1), y otra plana que puede aparecer con una disposición sub-horizontal o inclinada (facies 2-A).

Los perfiles de 3.5 kHz sobre las facies 1, muestran que estas facies presentan un grado de penetración parcial, donde se han podido diferenciar reflectores internos de alta intensidad, irregulares y discontinuos. Estas características constatarían por una parte que este tipo de fondo es de origen sedimentario. Por otro lado, que ésta se encuentra formado por unidades o materiales con impedancia acústica muy diferente, y/o que presentan cambios laterales del grado de cohesión interna entre sus componentes. Este conjunto de características es comúnmente utilizado para asociar a esta formación de superficie irregular al techo de la *'roca ostionera'*, idea que ya ha sido propuesta por otros autores (Llave, 1989; Vázquez et al., 2000).

El nombre de '*roca ostionera*' corresponde a un localismo de los alrededores de la bahía de Cádiz, que se le da a un conglomerado de ostréidos que aparecen en varios niveles. Éstos pueden tener o no intercalaciones de arenas con diferentes grados de cohesión, bioclastos enteros o fragmentados, y cantos de cuarzo y cuarcita. Estos materiales forman afloramientos emergidos en varios puntos del litoral de la costa de Cádiz, descritos entre otros por Mac-Pherson (1873), y corresponden a facies formadas en ambientes marinos someros (Gutiérrez-Mas y Mas, 2013), del Plioceno superior-Pleistoceno inferior (Llave, 1989; Vázquez et al., 2000).

Existen formaciones Plioceno-pleistocenas que afloran a menos de 2.5km en el frente costero situado al NE de nuestra zona de estudio (Fig. 1), en concreto varias tramos de costa acantilada situada entre las playas de El Aculadero-La Colorá (El Pto. Sta María). En este afloramiento, descrito por Gutiérrez-Mas et al. (1991), se identifican al menos dos niveles de conglomerado ostionero. Uno inferior situado en el muro de la serie con al menos 2m de potencia, que denominan '... conglomerado de facies roca ostionera', con presencia de cantos de cuarzo y cuarcitas de hasta 4 cm de diámetro. En éste se cita la presencia de niveles intercalados de areniscas con abundantes bioclastos con estratificación cruzada en artesa del Plioceno superior. También existe un segundo nivel de 3m de potencia, muy similar al anterior, pero con mayor contenido en cantos y carbonatos que el nivel inferior, con una importante karstificación superficial.

Sobre la descripción de la series de esta formación en el acantilado de la playa de El Aculadero se puede indicar por una parte, que existen dos unidades sedimentarias con características muy similares entre sí. Aunque no se han podido tomar muestras de este afloramiento sumergido, las facies irregulares (tipo 1) podrían tratarse de cualquiera de los dos niveles descritos en la formación Aculadero.

Con respecto a las facies plana principal (tipo 2-A), se ha determinado que tiene una configuración subhorizontal o inclinada que puede aparecer muy fracturada. Este sería un indicativo más del origen de esta formación, ya se ha constatado la existencia de fracturación generalizada y plegamientos que se asocian a procesos de intensificación de la actividad neotéctonica en el Pliceno-Pleistoceno (Gutiérrez-Mas y Mas, 2013).

Si volvemos al afloramiento de El Aculadero, estas facies podrían corresponder al techo del nivel de conglomerado ostionero superior. El reflector del fondo opaco de esta roca podría explicarse tanto por la fuerte karstificación superficial que presenta, además de por la presencia masiva de cantos en el inferior de esta unidad. Otra posibilidad podría ser que correspondiera a las areniscas que aparecen englobados con el nivel de conglomerado ostionero inferior. Esta idea tendría más peso, ya que explicaría su ubicación en asociación y su posición en una cota reducida entre las facies 1 y 2-A. También la configuración plana de los tramos no fracturados de las facies 2-A, es más esperable en facies con laminación cruzada de los ambientes de llanura mareal; así como el reflector del fondo opaco se explicaría por el mayor grado de cementación y/o potencia de estas unidades en nuestra zona de estudio.

En relación a las facies planas de contornos irregulares (tipo 2-B), corresponde al sustrato rocoso situado a mayor profundidad en todo el aforamiento. Ésta se localiza exclusivamente en el extremo NE, formando el fondo de la zona de comunicación de la bahía oriental y occidental (Fig. 2 y 3). Ocupa un área ligeramente elevada, con una forma longitudinal curva y superficie irregular tanto en vertical como en horizontal. Se confirma que este tipo de roca conecta la base del bajo de La Galera con el promontorio rocoso de la punta de Sta. Catalina. Esta zona es conocida como 'La Canal Norte' (IHM, 1966), y correspondería a la única zona natural 'no alterada por el hombre', que comunica mar abierto con las partes más internas de la bahía.

Desde el punto de vista sonográfico no se han encontrado diferencias de intensidad acústica con las facies 2-A, con la excepción del patrón de irregularidades superficiales de su techo. Éstas recuerdan a la configuración en forma de embudos, pináculos o marmitas que han sido descritas en formaciones Plio-pleistocenas en afloramientos emergidos en la costa de Cádiz (Gutiérrez Más et al., 1991). Por otro lado, estas irregularidades también podrían explicarse por un patrón geomorfológico de una erosión diferencial asociada a procesos de erosión marina actual.

Además, la sísmica confirma que este fondo consolidado corresponde al techo de una unidad que ascienden del subsuelo (Fig. 2.B). Esta configuración en forma de alto parece tratarse de un anticlinal muy plano, que hace que fisiográficamente el fondo en esta parte de la bahía presente una configuración de escalón o umbral tan característico. Llave (1998) mediante datos sísmicos de mayor penetración (geopulse) confirmaron la existencia de una estructura similar en la base de los bajos del Diamante-Galera, que describieron como un alto estructural marginal que asocian a la antiforma de la ciudad de Cádiz de mucha mayor escala. Esto apoyaría la idea de que la zona del canal norte esté también formado por otro anticlinal, o una estribación lateral del descrito por Llave (1998). Así, podría confirmarse que este tipo de roca corresponde al techo de esta unidad, que morfo-estructuralmente daría soporte y continuidad entre el complejo Diamante-Galera hacia el promontorio de Sta. Catalina. Esta afirmación la hacemos con la precaución propia de las limitaciones de penetración que se han obtenido con los datos sísmicos analizados en este trabajo. Y finalmente, a la vista del conjunto de características morfofisiográficas y litosísmicas comentadas con anterioridad, ganaría peso la idea de que ese tipo de roca corresponda a una unidad diferente a las facies consolidadas de tipo 1 en la zona central del complejo Diamante-Galera.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha beneficiado del proyecto de investigación CICYT MAR98-0796, la beca de investigación Acción M.I.T.-2000 del Programa PACTI de I+D del Plan Nacional, y del Grupo de Investigación de Geología Costera (PAIDI-RNM 276). Agradecemos el acceso a los registros sonográficos y perfiles de 3.5kHz de la campaña Nereida I propiedad del IEO (Madrid), y a los datos pertenecientes a la campaña Geomytsa-94 de la Dirección General de Sostenibilidad de la Costa y del Mar (Madrid). En especial agradezco a Juan Antonio Morales (UHU) su ayuda en el conocimiento de la geología local de la bahía de Cádiz, así como el trabajo de los dos revisores anónimos que lo han analizado.

#### REFERENCIAS

- Gutiérrez-Mas, J. M., Martín Algarra, A., Domínguez Bella, S., y Moral Cardona, J. P. (1991). Introducción a la geología de la provincia de Cádiz. Cádiz: Serv Publ. Univers. de Cádiz, 315p.
- Gutiérrez-Mas, J. M., López-Arroyo, J., y Morales, J. A. (2009). Recent marine lithofacies in Cadiz Bay (SW Spain). Sequences, processes and control factors. *Sedimentary Geology*, 220(3–4), 31–47.
- Gutiérrez-Mas, J. M., y Mas, R. (2013). Record of very high energy events in Plio-Pleistocene marine deposits of the Gulf of Cadiz (SW Spain): *Facies and processes. Facies*, 59(4), 679–701.
- IHM (1966). Carta sudoeste de España de Chipiona a Cabo Roche. Hoja 443-B (actualizada a 1996). Cádiz.
- Llave, E. (1998). Estatigrafía sísmica de las unidades sedimentarias cuaternarias en la bahía de Cádiz. Consideraciones paleoceanográficas. Tesis Licenciatura, Univ. de Cádiz, 247 p.
- Mac-Pherson, J. (1873). Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz. Cádiz. Imprenta de la Revista Medica.
- Morales, J. A., y Lozano, C. (2013). Los fondos de la franja sublitoral de Chipiona (Cádiz, SO España). *Geo-Temas*, 14, 5–10.
- Vázquez, J. T., Llave, E., Hernández-Molina, F. J., y López-Aguayo, F. (2000). Principales rasgos tectónicos de la Bahía de Cádiz durante el Cuaternario terminal. *Geotemas*, 1(4), 240–242.

# Distribución de formas de fondo a lo largo de la canal principal de acceso al puerto de Cádiz (bahía de Cádiz, SO España).

# Bedforms distribution along the main channel to the Cadiz harbor (Bay of Cadiz, SW Spain).

#### J. M. Jódar

Dpto. Ciencias de la Tierra (Universidad de Cádiz), Polígono Río San Pedro, s/n, 11510, Puerto Real (Cádiz). josemanuel.jodar@uca.es.

**Resumen:** Este trabajo se centra en la identificación, caracterización y cartografía de los principales campos de las formas de fondo dinámicas a lo largo del canal principal de acceso al puerto de Cádiz, mediante el uso de imágenes sonográficas obtenidas en 1985. En la entrada de la canal principal, situada al O, predominan los parches de sedimento sobre roca y mesoformas longitudinales (colas sedimentarias y cintas de arena), que están encajadas en las irregularidades de la roca. En la zona más expuesta de la canal, aparecen pequeñas dunas 2D-3D sobreimpuestas en ambos tipos, que se orientan en sentido al flujo. La ubicación y orientación de estas morfologías se asocian a procesos de intensificación de la corriente, donde juega un papel importante la fisiografía y configuración del fondo. En el área central, zona del talud E, existen varios campos de *lineamientos erosivos, grandes acumulaciones de sedimento y una banda solitaria de 'formas seleccionadas' (sorted bedforms) en un rango de profundidad variable. Estas morfologías coexisten con grandes dunas 3D tipo barján en la base y talud de la canal, y se ha confirmado que la dinámica mareal no es capaz de activarlas.* 

Palabras clave: Bahía de Cádiz, formas de fondo, puerto de Cádiz, canal principal puerto de Cádiz, sidescan sonar.

Abstract: This paper identified, characterized and mapped the main fields of dynamic bedforms along the main channel of access to the Cadiz harbor, using sonographic images obtained in 1985. At the entrance of the channel (West end), the main bedforms in this area are sediment patches on the rock and longitudinal mesoforms (sedimentary tails and sand ribbons) appearing on the rock irregularities. Small 2D-3D dunes can be superimposed on both types, oriented in the flow sense in this more exposed area of the channel. The location and orientation of these morphologies show flow intensification processes, and the physiography of the shoals and the bed configuration seem to play an important role. In the central area over the eastern slope, various fields are parallely aligned, formed by erosive scours, large sand patches and a solitary sorted bedforms is located in a variety of depth ranges. In these bedforms coexist several big 3D 'type barchan' dunes by the base and the slope of the channel, and it was confirmed that the dynamic tidal is not capable of activating them.

Key words: Cadiz bay, bedforms, Cadiz harbor, Cadiz harbor main channel, sidescan sonar.

#### INTRODUCCIÓN

La canal principal de acceso al puerto comercial de Cádiz corresponde a una franja de fondo, con un calado máximo mantenido artificialmente y con las mayores intensidades de corriente de la bahía externa (Jódar et al., 2002). Las últimas operaciones de dragado se llevan realizando desde 2012, asociadas a la construcción de la nueva terminal de contenedores, con objeto de obtener material de relleno, a la vez que se profundizaba parte de la canal en la zona de construcción del puente de La Pepa (Zarzuelo et al., 2015).

En la bahía de Cádiz se han publicado un número importante de artículos centrados en la dinámica y distribución de formas de fondo, la mayor parte basados en Parrado-Román (1997), y de estas aportaciones no existe ningún trabajo centrado en los fondos de la canal de navegación.

Este artículo pretende caracterizar y conocer la distribución general de los principales campos de formas de fondo, en la canal de navegación alrededor de 1985, con objeto de sentar las bases que permitan

hacer una comparativa en futuros trabajos en la zona de la canal.

#### ZONA DE ESTUDIO

La bahía de Cádiz se sitúa al SO de la Península Ibérica (Fig. 1-A), y está controlada por la presencia de afloramientos rocosos Plio-pleistocenos, tanto en la zona litoral como en sectores sumergidos. Dichas formaciones condicionan tanto la configuración y localización de ésta, como la ubicación de la canal principal de acceso al puerto de Cádiz (Fig. 1).

El régimen mareal es de escala meso semidiurna, con una amplitud que varía entre 0,78 a 3,71 m, donde la componente meteorológica está controlada por el régimen de viento local y la presión atmosférica (IHM, 1992). El clima de olas que alcanza la bahía presenta un promedio de altura significante de 0.85m (Tm=4,58s), y temporales con un periodo de retorno anual de 4,25m (Tm=7,49s; Jódar et al., 2002). Con respecto a las orientaciones de acceso, presenta una componente principal de mayores dimensiones de procedencia que varía entre el SO al ONO, la cual se responsabiliza de las corrientes litorales (ParradoRomán, 1997); y otra secundaria de menor altura de componente SSE-S, que se dispone paralela a la línea de costa (Jódar et al., 2002).

#### METODOLOGÍA

Se han utilizado los datos sonográficos de la campaña Nereida I obtenida en 1985, donde fue utilizado un equipo de sonar de barrido lateral Klein 595 (100-325kHz), y cuyas imágenes fueron obtenidas en registro en papel. El proyecto de líneas se diseñó para obtener una cobertura completa, con un espaciado de 100m y un solape lateral del 30% (Fig. 1-A). La batimetría fue realizada por la empresa Geomytsa en 1994 con una ecosonda monohaz Atlas Deso 20 de doble frecuencia y resolución submétrica. En ambas campañas el sistema de posicionamiento fue GPS-D con correcciones vía radio de tipo trisponder.



FIGURA 1. Localización geográfica y situación de las líneas de navegación de la campañas Nereida I y Geomytsa-94 (A), zonificación de los sectores diferenciados en la canal (B).

La interpretación de los datos se inició con unadigitalización previa de las imágenes sonográficas, elaborándose mosaicos de un área de 5,14 km<sup>2</sup>(Fig. 1). El análisis de los registros se centró en caracterizar las áreas formadas por fondo consolidado y no consolidado, y seguidamente de forma sistemática se identificaron los principales tipos y campos de formas de fondo dinámicas. A partir de los registros originales, se obtuvieron datos morfo-métricos y acústicos de cada uno de los tipos identificados (p.e. longitud (L), altura de sombra (As), orientación, etc.). Los criterios de clasificación según las dimensiones de las formas transversales fueron los propuestos por Ashley (1990). La cartografía final ha sido elaborada en el sistema de coordenadas proyectadas UTM-huso 29N, con datum de referencia WGS-84.

#### RESULTADOS

#### - Umbral externo.

Sector donde el lecho marino va perdiendo fondo hasta alcanzar una zona mínima alrededor de los 11m. Esta zona de reducidas dimensiones está formada mayoritariamente por facies consolidadas de bajo relieve y una configuración más o menos plana. El material sedimentario (no consolidado) diferenciado desde el punto de vista acústico se dispone mayoritariamente en zonas cercanas a los contornos externos de la roca. Aquí aparecen formando parches, mantos de recubrimiento y varias bandas rizadas longitudinales de grandes dimensiones (>250 m de ancho, y >300 m de largo; Fig. 2-A y 3), siendo bastante frecuente que estas morfologías aparezcan apoyadas físicamente en los mismos contornos o veriles de roca aflorante.

La configuración de la superficie del bajo muestra en su mitad externa grandes áreas con escasa o nula cubierta sedimentaria. Progresivamente hacia la zona interna del umbral, la superficie de la roca aflorante pierde pendiente, lo que da como resultado que empiece a acumularse material sedimentario en forma de parches sobre roca con un amplio rango de tamaños. Mayoritariamente estos parches presentan en su superficie megarriples y pequeñas dunas 2D y 3D compuestas (L= 0,52-1,36 m; As =0,32-0,67 m), cuya asimetría es hacia el E y SE.

#### - Canal exterior e interior.

La canal propiamente dicha tiene una configuración curva con varios tipos de fondo. Por una parte, las zonas de los taludes inclinados (1,1°-2,5° pendiente), mayoritariamente sedimentarios, situados entre 9-10 m hasta la base de pendiente casi nula (0,08°), situada alrededor de los 13 m de profundidad (Fig. 3). El ancho de la base oscila entre los 100-150 m, alcanzando máximos por encima de los 515 m. Longitudinalmente se distinguen dos tramos desplazados entre sí, con curvatura y orientaciones distintas. Uno exterior de 870 m de largo, con el que conecta un tramo longitudinal con orientación N-S de 1065 m (depresión S). A continuación, el tramo interno de 1800m hasta la altura de la bocana del puerto de Cádiz, donde la canal gira alcanzando su máxima curvatura (Fig. 1-B).

Al N y NO del tramo externo de la canal nuevamente surgen mantos de recubrimiento y formas longitudinales de escala meso como cintas de arena (*sand ribbons*) y colas sedimentarias (*sedimentary tails*), en las inmediaciones o apoyados sobre los contornos del bajo de El Diamante. Asociados al talud E de la depresión S aparecen franjas con lineamientos erosivos (*erosive scours*) de un tamaño regular (Fig. 1 y 2-B), con la misma orientación (ENE-OSO), y disposición de forma oblicua a las isobatas de profundidad.

En el talud N de la canal interior, existen varios parches irregulares de grandes dimensiones, que ocupan parte de la base y todo el ancho del talud. En las proximidades de éstas de nuevo vuelven a identificarse una banda rizada de grandes dimensiones, parcialmente bifurcada y que llega a conectar con el extremo superior del talud. En el extremo central al SE, entre la base y parte de talud N donde la canal alcanza la mayor curvatura, aparece un campo de dunas con unas dimensiones de 160-245m (Fig. 2-C). Corresponden a grandes dunas 3D (L= 10.5-12.5 m; As =1.5-1.87 m), de tipo barján, con un patrón lateral discontinuo. La tendencia de transporte que muestran oscila entre ONO al NNO, hacia fuera de la canal.



FIGURA 2. Imágenes sonográficas representativas. A) Extremos finales de dos bandas longitudinales rizadas (sorted bedforms) apoyadas sobre pequeños afloramientos rocosos (umbral exterior); B) Lineamientos erosivos en el talud E de la depresión S; C) Grandes dunas 3D en la canal interior.

#### DISCUSIÓN

En el área de la canal de navegación que da acceso al puerto de Cádiz se ha identificado una amplia gama de patrones morfodinámicos, que informan sobre procesos y tendencias de transporte de sedimento de fondo (Fig. 3).



FIGURA 3. Mapa de distribución de formas de fondo en la canal principal de acceso al puerto de Cádiz.

En el umbral, la asimetría de las formas transversales y la disposición de algunas longitudinales evidencian una tendencia de transporte de fondo hacia el interior de la canal. Esto también estaría confirmado, de forma indirecta, por la existencia de mantos de recubrimiento apoyados en los contornos externos de la roca aflorante en esta zona, y por la escasa presencia de acumulaciones de sedimento sobre roca en la parte externa del umbral. Esta distribución de parches sobre el umbral también se encuentra favorecida por la morfología plana de la roca (Jódar, 2017, en este mismo volumen), y por el ligero buzamiento del techo del afloramiento que se ha identificado hacia el interior de la canal de las facies consolidadas que forman esta zona del umbral.

Por otro lado, la coexistencia de formas transversales 2D y 3D confirmaría que hay una convergencia de procesos asociados al oleaje y marea. Esto es esperable en una zona tan expuesta y abierta como es la zona del umbral, donde desemboca el área tan encauzada y confinada como la canal.

En el tramo de canal exterior, las morfologías del fondo cambian. Aumentan los patrones longitudinales de escala meso, que de nuevo vuelven a estar apoyadas a los contornos o veriles en roca. La localización de estos campos en estas áreas confirmaría que existen procesos de intensificación de corriente en los flancos y base de los contornos de la roca aflorante. Por otro lado, las orientaciones de estos campos se alinean con la configuración de la canal y son variables, esto último puede entenderse por los cambios en la configuración y relieve del contorno de la roca a los que se asocian. Este cambio en el tipo morfológico se asocia a procesos de intensificaciones locales de la corriente en las inmediaciones de la roca. Este cambio es esperable en una zona donde la fisiografía de la canal es mucho más confinada, y el grado de abrigo es similar al de la zona del umbral.

Se han identificado rasgos dinámicos asociados a intensificación de la corriente también en los taludes de la canal, como los grandes parches sedimentarios que ocupan todo el ancho de talud N, y la banda longitudinal rizada parcialmente bifurcada. Esta última macroforma corresponde a una banda rizada de tipo seleccionado o *sorted bedforms*, que es frecuente que aparezcan en ambientes abiertos en zonas de infralitoral (Murray y Thieler, 2004), aunque también se han encontrado que alcanza zonas del *nearshore* (McNinch, 2005). Ambos tipos morfológicos se asocian a procesos de retrabajado e intensificaciones de la corriente en áreas de talud y zonas adyacentes.

Un caso mucho menos frecuente lo tenemos en los lineamientos erosivos en el talud E de la depresión S. Estas morfologías se generan por procesos de intensificación de la corriente cerca del fondo, suelen estar producidas por la acción continuada de corrientes unidireccionales. La presencia de este tipo de rasgos erosivos en ambientes mareales tan someros no es frecuente, ya que pertenecen a un grupo de formas efimeras con una vida corta, desde un punto de vista morfodínamico. No ha sido posible determinar el sentido de la corriente que ha originado estos campos, pero según su orientación y la configuración del fondo parece que se trata de un proceso generado a favor de gradiente. Es probable que estos campos hayan sido identificados en un estado de retrabajo parcial por la dinámica local. Esto únicamente es posible si en el sector donde se han identificado, el agente que los origina es suficientemente energético y el área presenta un poder de preservación tal que permita su

conservación. Podríamos estar frente a una morfología relicta producida por un evento periódico cíclico (p.e. régimen mareal normal, o marea viva mensual o equinocial), o puntual (p.e. una corriente de relajación asociada a un oleaje extremo).

Sobre el campo de grandes dunas 3D en la canal interior, llama la atención que éstas aparezcan en un sector tan adentro la bahía oriental. La singularidad de este campo la ha descrito Jódar (2016) al tratarse de las formas transversales de mayor escala identificadas en la bahía de Cádiz y en la plataforma continental adyacente hasta los 50m de profundidad. Este campo se localiza en un tramo de la canal donde ésta alcanza su máxima curvatura, entre 12-13m de profundidad. La tendencia de transporte que muestra la asimetría de este campo es paralela al talud hacia fuera de la canal. Todas estas características reflejan indicios de tipo dinámico que podrían explicar cómo, en una zona tan confinada como ésta, estas morfologías se orientan con el reflujo. Si analizamos las condiciones de régimen de flujo asociado a la componente mareal en esta parte de la canal, es necesario determinar qué tipo de sedimento y velocidad de corriente existen a nivel local. Sabemos que el sedimento superficial está formado por fracciones de tamaño de arena media-fina (Parrado-Román, 1997), y las velocidades de corriente máximas medidas durante el reflujo bajo condiciones de mareas vivas no sobrepasan los 50 cm/s (Jódar et al., 2002). El diagrama de estabilidad de Harms et al. (1975) confirma que la marea no es capaz mover este tipo de forma, así que debe existir la convergencia de condiciones de mayor energía, que muy probablemente se sumen de forma conjunta a la acción del reflujo de la marea en la canal.

#### CONCLUSIONES

El sentido de transporte de sedimento que muestran las formas de fondo transversales se encuentra directamente relacionado con su tamaño y su posición a lo largo de la canal. Las formas de menor tamaño (megarriples y pequeñas dunas) situadas en la mitad occidental y en las áreas externas, presentan una tendencia de transporte de fondo hacia el interior de la canal. Las características morfodinámicas de estos patrones muestran indicios de que están siendo generadas por procesos combinados de oleaje y marea. Las dunas de mayor tamaño identificadas en el extremo más interno de la canal, reflejan una tendencia de transporte hacia el exterior. Las condiciones de régimen de flujo en esta parte de la canal confirman que se trata de formas relictas bajo la dinámica mareal local. Por último, la presencia de patrones morfológicos asociados a procesos de intensificación de la corriente. Esto confirma que esta parte de la canal sufre migración por transporte de fondo de material sedimentario hacia el exterior de la canal, a lo largo de todo el talud N.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha beneficiado del proyecto de investigación CICYT MAR98-0796, la beca de investigación Acción M.I.T.-2000 del Programa PACTI de I+D del Plan Nacional, y del Grupo de Investigación de Geología Costera (PAIDI-RNM 276). Se agradece el acceso a los registros sonográficos y perfiles de 3.5kHz de la campaña Nereida I por parte del IEO- Madrid, y a los datos batimétricos perteneciente a la campaña Geomytsa-94 por parte de la Dirección General de Sostenibilidad de la Costa y del Mar (Madrid). Una espacial mención a Juan Antonio Morales (UHU), en su ayuda en temas de interpretación de parte de las imágenes sonográficas utilizadas en este trabajo.

#### REFERENCIAS

- Ashley, G.M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem-SEPM bedforms and bedding structures. *Journal of Sedimentary Research*, 60(1): 160–172.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. y Walker, R.G. (1975): Depositional environments from primary sedimentary structures and stratification sequences. Dallas, SEPM Short Course 2, 161p.
- Jódar, J.M., Voulgaris, G., Luna del Barco, A., y Gutiérrez-Mas, J.M. (2002): Wave and Current Conditions and Implications for the Distribution of Sediment in the Bay of Cadiz (Andalusia, SW Spain). En: *Congreso Litoral 2002* (v1): 287–291.
- Jódar, J.M. (2016): Caracterización morfosedimentaria de los fondos sub-litorales en el frente costero de la bahía de Cádiz. Tesis Doctoral, Univ. de Cádiz, 562 p.
- IHM (1992): Derrotero No 2 Tomo II Costas de Portugal y SO de España, desde el río Miño al cabo Trafalgar. Cádiz. Instituto Hidrográfico de la Marina, Ministerio de Defensa, 244 p.
- McNinch, J.E. (2005): Development of sorted bedforms in the nearshore: Geology or hydrodynamics?. Eos, Transactions, American Geophysical Union, 86 (18).
- Murray, A.B., y Thieler, E.R. (2004): A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and "rippled scour depressions. *Continental Shelf Research*, 24(3), 295–315.
- Parrado-Román, J.M. (1997): Estudio de la dinámica sedimentaria en la había de Cádiz. Modelo de distribución de corrientes de fondo. Tesis Licenciatura, Univ. de Cádiz, 113 p.
- Zarzuelo, C., Díez-Minguito, M., Ortega-Sánchez, M., López-Ruiz, A. y Losada, M.Á. (2015): Hydrodynamics response to planned human interventions in a highly altered embayment: The example of the Bay of Cádiz (Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 167, 75-85.

# Rasgos morfológicos del margen insular de la isla de Gran Canaria.

### Morphological elements of Gran Canaria insular margin.

### M.J. Sánchez<sup>1</sup>, R. Quartao<sup>2</sup>, I. Alonso<sup>1</sup>, I. Montoya-Montes<sup>1</sup>, M. Casamayor<sup>1</sup> y S. Rodríguez<sup>1</sup>

 Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus de Tafira, 35017-Las Palmas; mariajose.sanchez@ulpgc.es
Divisão de Geologia Marinha, Instituto Hidrográfico, Lisboa, Portugal

**Resumen:** Las investigaciones sobre morfología, sedimentología y geofísica en zonas sumergidas próximas a islas oceánicas aportan una valiosa información sobre su evolución. El principal objetivo de este trabajo es cartografiar los grandes rasgos geomorfológicos de la parte sumergida del edificio insular de Gran Canaria. Para ello se han utilizado los datos de batimetría descargados de la plataforma EMODnet (*European Marine Observation and Data Network*) y los datos batimétricos adquiridos durante la realización de los estudios ecocartográficos del litoral de Gran Canaria. A partir de los MDTs se han cartografiado los elementos morfológicos de mayor envergadura, como el borde de plataforma, cañones submarinos con continuidad o no en la parte subaérea y fan deltas. Aparte de ello, cabe destacar un cambio brusco de pendiente, localizado a una profundidad de entre 600 a 1000 m, que presenta continuidad en gran parte del margen insular excepto en determinadas zonas donde la pendiente de la zona sumergida cae homogéneamente hasta profundidades superiores a 2000 m. Esta ruptura de pendiente podría interpretarse como un borde de una antigua plataforma que hay sumergido.

#### Palabras clave: plataforma insular, morfometría, MDT, Gran Canaria.

**Abstract:** Morphological, geophysical and sedimentological researches about deep areas close to oceanic islands inform about their evolution. The main goal of this study is to map the most important submerged geomorphological elements of Gran Canaria insular building. Source data are bathymetric data downloaded from EMODnet (European Marine Observation and Data Network), while the coastal zone comes from Echocartographic studies. Major geomorphology elements were mapped as shelf break, submarine canyons both with and without subaerial continuity, and fan deltas. It is important to notice a sudden change in the slope located between 600 and 1000 m depth. It is a continuous line around the island only interrupted in areas where depth steadily increases until it reaches depths higher than 2000 m. This feature could be interpreted as an older shelf break.

Key words: insular shelf, morphometry, DTM, Gran Canaria.

#### INTRODUCCIÓN

La caracterización geomorfológica у sedimentológica de los márgenes insulares 0 continentales aportan mucha información sobre geohábitats, recursos minerales marinos, paleoceanografia (Albarracín et al., 2013), origen, evolución e historia geológica de islas volcánicas (Quartao et al., 2010), entre otros. Para una cartografía geomorfológica de detalle es necesario tener una batimetría de detalle de la zona sumergida. Desgraciadamente no es fácil tener acceso a esta información, bien porque muchas veces no existe o bien porque no está disponible. El tener una batimetría con una gran resolución espacial, es una tarea difícil de alcanzar, ya que es costosa en tiempo dadas las características metodológicas en la adquisición de datos y la amplitud de la zona a cartografiar (Liquete et al., 2007).

El principal objetivo de este trabajo es cartografiar los grandes rasgos geomorfológicos de la parte sumergida del edificio insular de Gran Canaria a partir de los datos batimétricos existentes en la actualidad. Las Islas Canarias han sido objeto de múltiples estudios sobre su origen y evolución, pero la mayor parte de ellos están realizados sobre la parte emergida de las islas. Muy pocos versan sobre la parte sumergida y aún menos sobre la plataforma insular. En la actualidad se está llevando a cabo el levantamiento cartográfico de la ZEE del archipiélago pero esos datos no están disponibles para su uso a resoluciones espaciales inferiores a 220 m.

La isla de Gran Canaria se localiza en el centro del archipiélago canario. Es una isla de forma semiredondeada con un diámetro de aproximadamente 45 km (Fig. 1). La parte subaérea de la isla se formó en los últimos 15 millones de años durante tres importantes fases/episodios volcánicos. La primera comenzó durante el Mioceno, la segunda sobre el Plioceno y la tercera ocurrió durante el cuaternario, centrándose esta última en la parte norte de la isla (Ye et al., 1999).

#### METODOLOGÍA

Los datos de partida utilizados son: por un lado, el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) descargado de la plataforma EMODnet (European Marine Observation and Data Network) cuya resolución espacial es de 220 m de pixel y, por otro, las isobatas generadas en los estudios ecocartográficos del litoral de Gran Canaria cuya equidistancia es de 1m. Toda esta información se ha homogeneizado y estandarizado para poder construir un MDE que incluya ambas fuentes de datos. El MDE generado tiene una resolución espacial de 20 metros. A partir de este MDE se han generado tres MDT: uno de pendientes, otro que recoja el modelo de sombras según una iluminación determinada y una capa de información raster donde se almacene información sobre la derivada de la pendiente.

Combinando la visualización de estas capas de información y con ayuda de perfiles topográficos se han digitalizado grandes elementos geomorfológicos.

#### RESULTADOS

El primer elemento identificado y digitalizado es el borde de plataforma (Figs. 1 y 2). Se encuentra a una distancia media de la costa de, aproximadamente, 5.200 m siendo el máximo 10.300 metros y el mínimo de casi 700 metros. La profundidad media en la que se produce este cambio en la pendiente es de 100 metros aunque este borde puede producirse hasta en una profundidad de -24 metros. La profundidad máxima a la cual se encuentra el borde de plataforma es 300 metros.

Analizando los MDT de pendientes se observó una segunda rotura de pendiente a mayor profundidad. Se localiza a una profundidad de entre 600 a 1000 m, presenta continuidad en gran parte del margen insular excepto en determinadas zonas donde la pendiente de la zona sumergida cae homogéneamente hasta profundidades próximas a 2000 m (Fig. 1 y 2).

En la Fig. 1 se observan los dos elementos geomorfológicos lineales mencionados. Desde la línea de costa hasta el borde de plataforma la pendiente es muy suave (entre 0 y 2%). Entre el borde de plataforma y el siguiente elemento cartografiado la pendiente es más pronunciada (entre 2 y 8%). A partir de ese punto la pendiente llega a más del 40%.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El borde de plataforma sigue claramente dos patrones distintos con respecto a la distancia a la costa. La franja N y NE, desde la Punta de Sardina hasta la Punta de Gando la plataforma se encuentra a una distancia media de 2.500 m y una profundidad media de 90 m. Por el contrario, en el resto de la isla el borde de plataforma se encuentra a una distancia media de 6.700 m y 100 m de profundidad media. Esta diferencia está directamente relacionada con las fases de

formación de la isla descritos por Ye et al. (1999). Al ser el tercio N-NE más joven que el resto ha sufrido los episodios volcánicos más recientes, y por tanto la plataforma está menos desarrollada. Además, este borde se estrecha aún más en las zonas donde desembocan grandes barrancos como el Guiniguada (Fig. 1), aunque también podría deberse esta proximidad a la costa a deslizamientos submarinos. En la figura 2 se muestran tres perfiles topográficos, los dos primeros se han realizado sobre la zona O de la isla y el tercero se ha realizado en el E.



FIGURA 1. En esta figura se muestran los elementos geomorfológicos cartografiados y la localización de los perfiles topográficos.

La segunda rotura de pendiente identificada en el margen insular no sigue el mismo patrón que el borde de plataforma, aunque sí que presenta diferencias en cuanto a la proximidad a la costa (Fig. 1). Esta ruptura de pendiente podría interpretarse como una terraza submarina, como un escarpe originado como consecuencia de un deslizamiento o el borde de una antigua plataforma. Según la información mostrada por el perfil topográfico 1 y la forma que presenta este elemento lineal al O de la isla, junto con las pequeñas elevaciones y marcas erosivas que se observan sobre el talud (Fig 1. Imagen b), se podría relacionar el cambio brusco de pendiente con un escarpe erosivo originado por un debris flow.

Si analizamos la forma del perfil del margen insular unos kilómetros al S del perfil 1, se observa un cambio en la morfología el fondo. Se sigue identificando claramente la ruptura de la pendiente tanto en el perfil topográfico (Fig. 3) como en la imagen 3D de la zona sumergida (Fig. 1). Pero la pendiente que sucede a continuación no es tan pronunciada como en el perfil anterior. Se podría relacionar con un borde de una antigua plataforma, aunque la profundidad a la cual se encuentra indicaría que la isla habría sufrido una subsidencia y/o una elevación del nivel del mar media de 750 m.



FIGURA 2. Perfiles topográficos 1, 2 y 3. Localización en el Fig 1.

Algunos autores han relacionado diferencias en la profundidad del borde de plataforma a movimientos verticales debidos a la tectónica (Quartao et al., 2012, Casalbore et al., 2017) pero no a tanta profundidad. Funck y Schmincke (1998) determinan la subsidencia de la isla de Gran Canaria a partir de perfiles sísmicos realizados en la zona sumergida y de rasgos morfológicos erosivos subaéreos, concluyen que Gran Canaria ha sufrido una subsidencia máxima entre 500 y 800 m, aunque la datan hace 13.4 Ma.

No se aprecian los mismos rasgos erosivos ni los pequeños resaltes en la zona SO del margen insular (Fig. 3 imagen a), donde la segunda rotura de pendiente se encuentra más próxima a la costa, por lo que no se puede definir como un escarpe como consecuencia de un deslizamiento. Aunque es posible que sí lo sea y no se identifique por el enterramiento de los bloques de derrubio y marcas erosivas asociadas, bajo material volcánico que se depositara con posterioridad al deslizamiento (Schmincke y Sumita, 2010).

No en todo el margen insular se ha podido seguir el cambio en la pendiente. Esto es como consecuencia de los grandes deslizamientos en masa que han acontecido a lo largo de la historia geológica de la isla. Si comparamos el perfil topográfico 3 con el 2, se observa que el borde de plataforma está mucho más cerca de la costa y que la pendiente cae homogéneamente. Esta morfología es típica en zonas de avalanchas y deslizamientos. El lugar donde se ha levantado el perfil topográfico 3 coincide con el área cartografiada por Krastel et al. (2001) como depósitos de avalancha de derrubios.

Aunque a partir de la batimetría existente se han identificado grandes morfologías y se han relacionado con procesos geológicos ocurridos, son necesarios datos geofísicos, gravimétricos y sedimentológicos.

#### REFERENCIAS

- Albarracín, S., Alcántara-Carrió, J., Barranco, A., Sánchez-García, M.J., Fontán-Bouzas, A. y Rey-Salgado, J. (2013): Seismic evidence for the preservation of several stacked Pleistocene coastal barrier/lagoon systems on the Gulf of Valencia continental shelf (western Mediterranean). Geomrine Letters, 33: 217-223.
- Casalbore D, Bosman A, Romagnoli C y Chiocci FL (2017). Small-scale bedforms generated by gravity flows in the Aeolian Islands. En: *Atlas of Bedforms in the Western Mediterranean* (J. Guillén *et al.*, eds.). Springer, Heidelberg. pp 293–298.
- Funck, T. y Schmincke, H. (1998): Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *Journal of Geophysical Research*, 103: 15.393-15.407.
- Krastel, S. Schmincke, H.-U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.P. y Alibés, B. (2001): Submarine landslies around the Canary Islands. Geo-marine Letters, 20: 160-167.
- Liquete, C., Canals, M., Lastras., G., Amblas, D., Urgeles, R., De Mol, B., De BAtist, M. y Hughes-Clarke, J.E. (2007): Long-term development and current status of the Barcelona continental shelf: A source study-to-sink approach. Continental Shelf Research, 27: 1779-1800.
- Quartao, R., Trenhaile E.S., Mitchell, N.C. y Tempera F. (2010): Development of volcanic insular shelves: Insight form observations and modelling of Fial island in the Azores Archipiélago. *Marine Geology*, 275: 66-83.
- Quartau, R., F. Tempera, N. C. Mitchell, L. M. Pinheiro, H. Duarte, P. O. Brito, C. R. Bates y J. H. Monteiro (2012): Morphology of the Faial Island shelf (Azores): The interplay between volcanic, erosional, depositional, tectonic and mass-wasting processes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, 004012.
- Schmincke, H. y Sumita, M. (2010). Geological Evolution of the Canary Islands. A Young Volcanic Archipielago Adjacent to the Od Agrican Continent. Görres-Druckerei und Verlag GMBH, 196 pp.
- Ye, S., Canales, J.P., Rihm, R., Danobeitia, J.J. y Gallart, J. (1999): A crustal transect through the northern and northeastern part of the volcanic edifice of Gran Canaria, Canary Islands. *Geodynamics*, 28, 3-26.



FIGURA 3. En las imágenes centrales se muestra la localización de la isla de Gran Canaria (izq.), el borde de plataforma de la isla y la terraza sumergida. Las imágenes 'a' y 'b' son visualizaciones 3D de la zona N y O del edificio volcánico respectivamente.

# Patrones de distribución del sedimento superficial en la plataforma insular de Gran Canaria (España).

Patterns of surface sediment distribution on the insular shelf at Gran Canaria (Spain).

#### I. Montoya-Montes<sup>1</sup>, I. Alonso<sup>1</sup>, M.J. Sánchez<sup>1</sup>, N. Marrero<sup>1</sup>, M. Casamayor<sup>1</sup> y S. Rodríguez<sup>1</sup>

l Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus de Tafira, 35017-Las Palmas; isabel.montoya@ulpgc.es

Resumen: Las plataformas insulares volcánicas constituyen ambientes particularmente interesantes desde el punto de vista sedimentológico debido a su variabilidad granulométrica y composicional relacionada con los numerosos procesos actuantes que controlan la sedimentación. El objetivo a alcanzar en este trabajo consiste en la caracterización de los sedimentos superficiales de la plataforma insular de Gran Canaria. En sucesivas campañas, fueron recogidas un total de 447 muestras de sedimento superficial con draga Shipek y box corer en la totalidad de la plataforma. Todas las muestras fueron lavadas, secadas y tamizadas para obtener los parámetros granulométricos, realizándose también la determinación del contenido en carbonato por el método del calcímetro de Bernard. La representación espacial de los datos permitió obtener la cartografía de las características granulométricas y composicionales del sedimento superficial de la plataforma de la isla. Arenas medias y finas, poco carbonáticas y con selección entre moderada y pobre, se localizan al NW, N, E y SE de la isla, siendo las tres primeras, zonas de grandes deslizamientos cartografiados en el talud por diversos autores. Sedimentos carbonáticos de mayor tamaño de grano que los anteriores, en general, pobremente seleccionados, se acumulan en el resto de la plataforma. Los tamaños de grano más grueso se ubican al N de La Isleta y de Gáldar así como en la región al W de Güigüi, caracterizándose por una selección muy pobre y asimetría negativa. Coincidiendo con regiones de elevados aportes continentales al SW de la isla, cabe destacar la presencia de materiales terrígenos de grano fino más próximos a la costa y sedimentos carbonáticos en áreas más profundas.

Palabras clave: Sedimentación, plataforma insular, Gran Canaria.

**Abstract:** Volcanic insular shelves are particularly interesting environments from the sedimentological point of view due to their grain size and compositional variability, which is related to the numerous processes that control sedimentation. The aim to achieve in this paper is related with the surface sedimentary characterization at Gran Canaria insular shelf. A total of 447 samples of surface sediments were collected with Shipek grab and box corer in the whole shelf. All samples were washed, dried and sieved to obtain the grain size parameters, and the determination of the carbonate content, which was carried out by the Bernard calcimeter method. The spatial representation of the data allowed obtaining the chartography of the grain size and compositional characteristics of the surface sediment of the shelf. Medium and fine sands, with low carbonate content and moderate to poor selection, are located to the NW, N, E and SE of the island, being the first three ones, areas of large landslides mapped on the slope by several authors. Coarser and highly carbonated sediments, generally poorly sorted, accumulate in the rest of the shelf. The coarser grain sizes are located N of La Isleta and Gáldar as well as in the region westwards of Güigüi. They are characterized by a very poor selection and negative asymmetry. Coinciding with regions of high continental sedimentary inputs to SW of the island, the presence of fine terrigenous materials closer to the coast and carbonated sediments in deeper areas is common.

Key words: sedimentation, insular shelf, Gran Canaria.

#### INTRODUCCIÓN

Las plataformas de islas volcánicas en general son morfologías poco estudiadas en lo que se refiere a aspectos como procesos sedimentarios, hidrodinámicos, volcánicos y tectónicos que condicionan la morfología de plataformas insulares (Quartau, et al., 2010).

Las plataformas insulares constituyen ambientes complejos en los que son numerosos los factores que controlan la sedimentación: fuentes de sedimento, tasas de aportes, granulometría y composición del sedimento, oleaje, mareas, variaciones del nivel mar, morfología de la plataforma, etc.

La cartografía de sedimentos superficiales constituye una herramienta fundamental en el conocimiento del tipo de fondo presente en una determinada región y por tanto ayuda a entender los procesos y factores que controlan la sedimentación (Brooks et al, 2003).

Se trata de una información muy valiosa en el campo de la ingeniería y los recursos minerales, por ejemplo para la localización de áreas de extracción de arena, en obra civil o en la ubicación de áreas con potencial mineral, y asimismo es útil también en otros ámbitos relacionados con la protección del medio ambiente. Así por ejemplo el conocer el tipo de sedimento resulta esencial en la cartografía de geohabitats que a su vez contribuye a alcanzar una gestión adecuada y sostenible de los recursos pesqueros así como la protección de especies y regiones vulnerables. Destacan las iniciativas para la obtención de este tipo de cartografías, como Geohab2015 o EMODnet.

Islas y montes submarinos aislados son geológica y biológicamente importantes debido a la diversidad o singularidad de la biota así como por la alta producción de carbonato cálcico (Vecsei y Freiburg, 2000). En ese contexto, el presente trabajo tiene como objetivo la caracterización de los sedimentos superficiales de la plataforma insular de Gran Canaria.

#### **AREA DE ESTUDIO**

Gran Canaria (Fig.1), presenta una zonación climática muy acentuada por causa del efecto orográfico y de los vientos alisios dominantes de N-NE. Este efecto orográfico provoca que las laderas N de la isla intercepten nubes del Atlántico y, consecuentemente, que el clima sea más húmedo en este sector. Análogamente a lo largo del sector SSE, prevalecen los climas árido y semi-árido (Menéndez et al., 2008). Por ello se explica el carácter torrencial de las cuencas hidrográficas, siendo las más desarrolladas las del barranco de La Aldea y el de Maspalomas, y por tanto con importantes descargas eventuales de sedimentos.

La plataforma insular de Gran Canaria muestra significativas diferencias morfológicas de unos sectores a otros. Estas diferencias están fuertemente relacionadas con la edad del vulcanismo que origina cada una de las regiones de la isla, así como con la dirección principal de aproximación del oleaje incidente.

Durante la historia geológica de la isla se han sucedido etapas de actividad volcánica con etapas de calma volcánica y formación de depósitos detríticos. A su vez, la exposición a la acción erosiva del oleaje, los cambios en el nivel del mar, los procesos sedimentarios y los flujos gravitacionales constituyen factores controladores del desarrollo de la isla. Funck y Lykke-Andersen (1998) señalan que el principal mecanismo de depósito de sedimentos volcánicos en áreas sumergidas tanto en Gran Canaria como en otras islas, son los movimientos en masa, que incluyen deslizamientos y debris-flow, que pueden volverse corrientes de turbidez con ayuda de las condiciones hidrodinámicas del ambiente. Funck y Schmincke (1998) cartografiaron en detalle estos deslizamientos (Fig. 1).

La caracterización del tipo de fondo hasta la isóbata de -50 m fue realizada en el Estudio Ecocartográfico del Litoral (MAGRAMA, 2002ab). Puntualmente, en la región de Maspalomas, trabajos como el de Criado et al., 2002 o Fontán et al., 2013, ponen de manifiesto la presencia en esta región de abundantes sedimentos biogénicos recubriendo un antiguo abanico aluvial.



FIGURA 1. Mapa de localización del área de estudio. Distribución de los principales deslizamientos submarinos cartografiados por Funck y Schmincke (1998), digitalizados en amarillo. Los puntos indican la posición de las muestras analizadas. (Batimetría: EMODNET, MDE terrestre: SRTM30)

#### METODOLOGÍA

A lo largo de sucesivas campañas, desde el año 2000 hasta el presente año, fueron recogidas un total de 447 muestras de sedimento superficial entre los 6 y los 110 metros de profundidad con draga Shipek y *box corer* en la totalidad de la plataforma insular de Gran Canaria.

Las muestras fueron lavadas y secadas. 331 de ellas fueron cuarteadas y tamizadas en seco a intervalos de 1  $\Phi$ . Mediante el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001) se obtuvieron los parámetros granulométricos y las curvas de distribución granulométrica.

El contenido en carbonatos, por su parte, se determinó mediante el uso del calcímetro de Bernard en la totalidad de las muestras.

Finalmente, tras la interpolación de los resultados con el método *kriging*, con una resolución de 225m, se obtuvieron los mapas correspondientes a cada parámetro granulométrico y a la composición del sedimento.

#### RESULTADOS

Los mapas resultantes (Fig. 2), muestran que al NW, N, E y SE de la isla predominan las arenas medias y finas, poco carbonáticas y con selección entre moderada y pobre.

Por su parte, sedimentos carbonáticos de mayor tamaño de grano que los anteriores, en general, con un pobre grado de selección, se acumulan en las restantes zonas de la plataforma.

Es destacable que los mayores tamaños de grano se localizan en las regiones al N de La Isleta y de Gáldar así como en la región al W de Güigüi. En los tres casos el grado de selección es muy pobre y la asimetría es negativa.

El patrón general de la distribución de las diferentes texturas, especialmente puesto de manifiesto en las regiones SE y SW, sigue el siguiente patrón: los materiales terrígenos de grano fino se disponen en áreas más próximas a la costa y por su parte los sedimentos carbonáticos se localizan en regiones más profundas.

#### DISCUSIÓN

Las diferencias en las facies sedimentarias superficiales tan marcadas entre los sectores NW, N, E, S, y los sectores SE, SW, NE de la plataforma insular, están íntimamente relacionadas con los procesos geológicos terrestres y subaéreos, dado que ambos medios están claramente interconectados.

Las facies de las regiones NW, N y E (predominantemente terrígenas y pobremente seleccionadas) coinciden con tres de las zonas de deslizamientos cartografiadas por Funk y Schmincke (1998), presentando características de un sedimento sometido a un proceso con varios pulsos energéticos y con área fuente composicionalmente subaérea.

En la región S, también se asocia una importante componente terrígena a los aportes provenientes del barranco de Fataga y del de Tirajana, donde Menéndez et al. (2008) caracterizaron depósitos de *fan-delta*.

Por su parte los elevados aportes continentales asociados al carácter fluvio-torrencial de los barrancos de la zona SW, quedan patentes en los sedimentos muestreados por presentar estos una disposición característica con los materiales terrígenos próximos a la costa.

Los sedimentos que recubren en una buena parte la plataforma externa y media dejan patente la importancia de la sedimentación biogénica en la región, aspecto puesto de manifiesto en los abundantes restos de conchas de moluscos y de otros organismos descritos en los sedimentos muestreados por Criado et al. (2002) en la región S de la isla, en concreto en la Playa de la Mujer y en la Playa de San Agustín.

Una distribución similar a la obtenida en el presente trabajo es descrita por MAGRAMA (2002ab), coincidiendo los diferentes tipos de fondo descritos con los identificados para los 50 primeros metros de profundidad.

En cuanto a la morfología de la plataforma, cabe señalar la estrecha relación existente entre la edad, el desarrollo de la plataforma y por consiguiente los sedimentos presentes en la misma. Así, por una parte, presenta un amplio sector SW con sedimentos más antiguos, antiguas laderas volcánicas y barrancos fuertemente incididos en superficie que descargan sedimentos terrígenos en plataforma interna, y, por otra parte, un estrecho sector NE, más joven, más húmedo pero más afectado por la incidencia directa de la principal dirección de aproximación del oleaje en la región, con una red de drenaje más reciente y poco incidida (Menéndez el al., 2008), y por consiguiente con una menor cantidad de sedimentos.

#### CONCLUSIONES

La plataforma insular de la isla de Gran Canaria presenta dos regiones principales bien diferenciadas en lo que a facies sedimentarias superficiales se refiere: (i) más terrígena, con selección pobre y tamaño de grano medio a fino, coincidente con las regiones identificadas como deslizamientos; (ii) más carbonática, pobremente seleccionado, asimetría negativa y tamaños de grano mayores, indicando la predominancia de la sedimentación biogénica.

El importante aporte continental terrígeno de los barrancos del SW queda de manifiesto en la disposición de los sedimentos, situándose los más terrígenos, más próximos a la costa y los más carbonáticos, más alejados.

La caracterización del tipo de fondo constituye una herramienta fundamental en estudios de sostenibilidad así como en la potencial explotación de recursos.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Facultad de CC. del Mar de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria por los medios facilitados para la obtención de las muestras en las sucesivas campañas oceanográficas, así como a todas aquellas personas que han colaborado en la adquisición y análisis de dichas muestras.

#### REFERENCIAS

- Blott, S.J. y Pye, K. (2001): GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1237-1248.
- Brooks, G.R., Doyle, L.J., Davis R.A., DeWitt, N.T., Suthard, B.C. (2003): Patterns and controls of surface sediment distribution: west-central Florida inner shelf. *Marine Geology*, 200: 307-324.
- Criado, C., González, R., Yanes, A. (2002): Rasgos sedimentológicos de los fondos marinos de Maspalomas (Gran Canaria). Vegueta, 6: 191-200.
- Fontán Bouzas A., Alcántara-Carrió J.,Montoya Montes I., Barranco Ojeda A., Albarracín S., Rey Díaz de Rada J., Rey Salgado J., (2013) Distribution and thickness of sedimentary facies in the coastal dune, beach and nearshore sedimentary system at Maspalomas, Canary Islands. *Geo-Marine Letters*, 33 (2-3): 117-127
- Funck, T. y Lykke-Andersen, H. (1998): Comparison of seismic reflection data to a synthetic seismogram in a volcanic apron at Site 953. En: *Proceedings of*

the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Weaver, P.P.E., Schmincke, H.-U., Firth, J.V., y Duffield, W., eds.), 157: 3-9.

- Funck, T. y Schmincke, H.U., (1998): Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B7): 15393-15407.
- MAGRAMA (2002a): Estudio Ecocartográfico de la zona sur del litoral de Gran Canaria. Madrid, Secretaría de Estado de Aguas y Costas, Dirección General de Costas.
- MAGRAMA (2002b): Estudio Ecocartográfico de la zona norte del litoral de Gran Canaria. Madrid, Secretaría de Estado de Aguas y Costas, Dirección General de Costas.
- Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H. y Scaillet, S. (2008): Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 102: 189–203.
- Quartau. R., Trenhaile, A.S., Mitchell, N.C. y Tempera, F. (2010): Development of volcanic insular shelves: Insights from observations and modelling of Faial Island in the Azores Archipelago. *Marine Geology*, 275 (1-4): 66-83.
- Vecsei, A. y Freiburg, B. (2000). Database on isolated low-latitude carbonate banks. *Facies*, 43: 205–222



FIGURA 2. Parámetros granulométricos (tamaño medio de grano en unidades f, grado de selección, asimetría) y contenido en carbonato cálcico expresado en porcentaje. (Batimetría: EMODNET, MDE terrestre: SRTM30)

## Evaluación de la caracterización visual de sedimentos marinos.

#### Evaluation of the visual characterization of marine sediments.

#### I. Alonso, E. Suárez-González, N. Marrero, I. Montoya-Montes, M. J. Sánchez, M. Casamayor y S. Rodríguez

Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus de Tafira, 35017 - Las Palmas; ignacio.alonso.bilbao@ulpgc.es

**Resumen:** El análisis de sedimentos marinos es una tarea costosa en términos de dinero, tiempo y esfuerzo, y de ahí la importancia de evaluar si la caracterización que un observador pueda hacer *a visu*, se ajusta a los valores que se obtendrían tras efectuar los análisis correspondientes. Para ello se han utilizado 447 muestras que presentan una alta diversidad tomadas alrededor de la plataforma insular de Gran Canaria. Un observador poco experimentado las caracterizó en función del tamaño medio, selección y contenido en bioclastos. La comparación de los resultados obtenidos tras el análisis de la muestra y la mera observación *a visu* indica que el observador acierta cuando se trata de arenas finas, medias o gruesas, mientras que para tamaños mayores y menores hay mayor grado de error. Con la selección el ajuste es muy deficiente excepto en las muestras pobremente seleccionadas, y para el contenido en carbonatos, porcentaje que se mantiene en muestras con mucho, poco o nada carbonato.

Palabras clave: Tamaño, selección, carbonatos, muestras, análisis.

Abstract: Analysis of marine sediments is costly in terms of money, time and effort, and therefore it is important to evaluate if the visual characterization made by an observer matches the values got after fulfilling the corresponding analysis. To do that we have used 447 very different samples collected from the shelf of Gran Canaria Island. One single observer, with moderate experience, characterized by visual inspection all the samples according to their average grain size, sorting and carbonate content. Comparison of visual results with those obtained after the corresponding analysis shows the following: the observer normally matches when samples are fine, medium and coarse sands, but the agreement differs either with coarser or finer samples. Regarding the sorting, the agreement is very poor in every category except for the poorly sorted samples, while for the carbonate content, the observer tends to overestimate it by 6,5%, regardless of the real amount of carbonate in the sample.

Key words: Grain size, sorting, carbonates, samples, analysis.

#### INTRODUCCIÓN

La caracterización de sedimentos superficiales marinos es de gran interés y tiene múltiples aplicaciones. Algunas de ellas son la identificación de zonas susceptibles de tener contaminantes asociados a determinado tipo de sedimentos (Cupul-Magana et al., 2006), la cuantificación de las distintas fuentes de aportes de sedimentos a la plataforma e identificación de distintos procesos sedimentarios (Bernárdez et al., 2012), así como para la delimitación de hábitats y la relación de los distintos tipos de sustrato con diferentes comunidades bentónicas (Todd y Kostylev, 2011).

El análisis de sedimentos marinos es una tarea costosa en términos de dinero, tiempo y esfuerzo, y ello varía mucho en función del tipo de análisis a efectuar. En cualquier caso, siempre se requiere de diversas fases previas al análisis, entre las que está el empaquetado y etiquetado de la muestra tras su obtención, y generalmente también el lavado con agua destilada, secado y cuarteo, para finalmente proceder al análisis propiamente dicho. De ahí la importancia de evaluar si la caracterización que un observador pueda hacer *a visu* se ajusta o no a los valores que se obtendrían tras efectuar los análisis correspondientes. Un perfecto ejemplo de la utilización de la descripción visual de sedimentos es la realizada por Houziaux et al., (2011).

A este respecto, Latulippe et al. (2001) indican que es de gran importancia el grado de entrenamiento previo que el observador tenga. Por otra parte, Marcus et al. (1995) indican que cuanto mayor sea el número de observadores menor es la precisión en la estimación del tamaño la muestra. En nuestro caso un único observador con escasa experiencia en el tratamiento de muestras de sedimentos fue quien hizo todas las descripciones visuales.

#### MATERIAL Y MÉTODOS

Se han utilizado 447 muestras de sedimentos tomados alrededor de la plataforma insular de Gran

Canaria. Las muestras fueron tomadas mediante draga Shipeck entre los 6 y 110 m de profundidad, así como en zonas con muy alto grado de exposición al oleaje y zonas más resguardadas. Por tanto, responden a una gran diversidad de ambientes y en consecuencia tienen una enorme variabilidad granulométrica y composicional. El análisis granulométrico se efectuó sobre 331 muestras, mientras que el composicional sobre la totalidad de ellas.

El análisis granulométrico se efectuó mediante tamizado en seco de una porción representativa de la muestra de  $100 \pm 20$  gr a intervalos de  $1 \emptyset$ . Los parámetros granulométricos se obtuvieron aplicando el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001). El contenido en carbonatos de la muestra se obtuvo a partir del método gasimétrico del calcímetro de Bernard (Andrades-Rodríguez, 2012), realizándose en todos los casos tres réplicas para cada muestra.

La descripción visual de las muestras se realizó una vez que éstas estaban secas y cada una de ellas se clasificó de acuerdo con las distintas categorías de tamaño y grado de selección descritas en Friedman y Sanders (1978) y Folk y Ward (1957) respectivamente, otorgando a cada clase una numeración de acuerdo con la figura 1.

Por lo que respecta al contenido en material bioclástico, el observador lo clasificó en porcentajes, por lo que no era necesario hacer ningún tipo de clasificación, ya que el método utilizado da directamente porcentaje de carbonato. Gran Canaria es una isla volcánica desarrollada sobre un margen continental pasivo, donde la presencia de rocas calizas se restringe a escasos afloramientos de caliche. Por ello es perfectamente extrapolable el contenido en material bioclástico con el de carbonatos.

	Tamaño medio			Selección	
Análisis (Ø)		Observador	Análisis		Observador
	Grava fina	1		Muy bueno	1
-2			0,35		
	Grava muy fina	2		Bueno	2
-1			0,5		
	Arena muy gruesa	3		Moderado	3
0			1		
	Arena gruesa	4		Pobre	4
1			2		
	Arena media	5		Muy pobre	5
2			4		
	Arena fina	6		Extr. pobre	6
3					
	Arena muy fina	7			
4					
	Limo	8			

FIGURA 1. Relación entre las distintas clases utilizadas por el observador y los valores obtenidos en los análisis granulométricos.

#### RESULTADOS

Los valores de tamaño medio oscilan entre limo grueso y cantos, los valores de selección entre muestras muy bien seleccionadas a muy pobremente seleccionadas, y el contenido en material bioclástico oscila entre 0 y 100%, lo cual evidencia la gran diversidad de ambientes muestreados.

La comparación entre los resultados obtenidos tras el análisis de la muestra y la mera observación *a visu* muestran que en el caso del tamaño medio, el observador mayoritariamente acierta cuando se trata de arenas finas, medias y gruesas, mientras que para tamaños mayores (arenas muy gruesas y gravas) y menores (arenas muy finas y limos) hay mayor grado de error (Fig. 2).



FIGURA 2. Ajuste entre las distintas clases definidas por el observador y el resultado de los análisis para el tamaño medio de cada muestra. La línea continua muestra el ajuste lineal de los puntos mientras que la discontinua indica el ajuste perfecto. El aspa indica el valor medio y la barra de error la desviación estándar de cada clase. Nótese que las clases 4, 5 y 6 mayoritariamente coinciden con las arenas gruesas, medias y finas respectivamente.

Con el grado de selección el ajuste es muy deficiente en todas las categorías (Fig. 3), salvo las muestras pobremente seleccionadas ( $\sigma$  1-2, clase 4 para el observador) que tienen un grado de ajuste aceptable.



FIGURA 3. Ajuste entre las distintas clases definidas por el observador y el resultado de los análisis granulométricos para la selección. La línea continua muestra el ajuste con los puntos mientras que la discontinua indica el ajuste perfecto.

Por lo que respecta al contenido en carbonatos el ajuste es aceptable, pues el observador tiende a dar un 6,5% más de contenido en carbonatos del que la

muestra tiene en realidad. Este porcentaje se mantiene prácticamente constante con independencia de que se trate de muestras con mucho, poco o nada material bioclástico (Fig.4).



FIGURA 4. Ajuste entre las distintas clases definidas por el observador y la diferencia entre sus medidas y el resultado de la determinación del contenido en carbonato de cada muestra. Dado que la pendiente de la recta es ligeramente positiva el error cometido por el observador aumenta en muestras muy carbonatadas. El aspa indica el valor medio y la barra de error la desviación estándar de cada clase.

#### DISCUSIÓN

En el tamaño medio el observador da valores muy próximos a los reales en el rango medio de los tamaños observados, de modo que para las clases 4, 5 y 6 (arenas gruesas, medias y finas respectivamente) el ajuste es muy bueno. Sin embargo, en los tamaños extremos el ajuste es bastante deficiente (Fig. 2): lo que el observador clasifica como limos (clase 8) en realidad son arenas muy finas; y lo que define como grava muy fina (clase 2) deberían ser arenas muy gruesas.

Con la variable del grado de selección ocurre algo parecido. El observador clasifica 156 muestras como muy pobremente seleccionadas (clase 5), y en realidad sólo 20 de ellas se ajustan a esa categoría, siendo en realidad el resto pobremente seleccionadas e incluso tres de ellas moderadamente seleccionadas (Fig. 3). Del mismo modo, de las 70 muestras que el observador considera muy bien y bien seleccionadas (clases 1 y 2), solo 2 se corresponden con esas categorías, teniendo el resto una selección moderada e incluso pobre.

Por otra parte, el análisis del contenido en carbonatos de las muestras en relación a las distintas clases de tamaño medio muestra que el observador asigna mayor contenido en carbonatos en todos los rangos de tamaño, salvo en las clases 3 y 8 (Fig. 5). Además, los rangos de tamaños de arenas muy gruesas y gruesas (clases 3 y 4 respectivamente) son aquellas en las que hay menor diferencia entre los valores asignados por el observador y el resultado del análisis.

También se observa que los sedimentos más gruesos son más carbonatados, lo que se explica fundamentalmente por la presencia de algas calcáreas de varios mm de tamaño en muchas de las muestras. Por el contrario, las muestras más finas presentan menor proporción de carbonatos dado que éste se va disolviendo y favorece el enriquecimiento relativo en materiales terrígenos.



FIGURA 5. Variación del contenido en carbonatos con el tamaño de grano de las muestras.

La comparativa entre el porcentaje de muestras que el observador asigna a cada una de las distintas clases no dista mucho del valor obtenido mediante los análisis en el caso del tamaño medio. En ambos casos dominan claramente las arenas gruesas medias y finas (clases 4, 5 y 6 respectivamente, Fig. 6A).



FIGURA 6. Comparación entre el porcentaje de muestras que corresponden a cada una de las distintas clases definidas por el observador (línea negra) y las obtenidas de los análisis (línea roja). A) es el tamaño medio, B) la selección y C) el contenido en carbonatos.

Estas diferencias son mucho más marcadas en el caso de la selección, donde el observador considera que apenas un 13% de las muestras son pobremente seleccionadas (clase 4) y en realidad es el 60% (Fig. 6B). Lo mismo ocurre con el contenido en material bioclástico, donde la distribución real presenta dos máximos en los extremos correspondientes a muestras con mucho material terrígeno y bioclástico, y una zona central de valores muy bajos en muestras que contienen entre 20 y 70% de carbonatos (Fig. 6C). Por el contrario, para el observador la distribución es

completamente distinta, con dos máximos en 15-35% y en muestras con más de un 90% de bioclastos; y dos mínimos en <10% y entre 55-85%.

#### CONCLUSIONES

El observador poco experimentado generalmente acierta en la caracterización de muestras cuyo tamaño medio son arenas gruesas, medias y finas, que son los tamaños más abundantes en sedimentos de la plataforma insular. Sin embargo, comete errores muy apreciables en muestras de tamaños mayores (arenas muy gruesas y gravas) y menores (arenas muy finas y limos).

Con el grado de selección de la muestra el observador presenta porcentajes de acierto muy escasos en prácticamente todas las muestras, sin diferencias significativas si éstas están bien o mal seleccionadas.

El observador tiende a sobrevalorar en un 6,5% el contenido en carbonatos de la muestra. Este patrón se confirma tanto para muestras donde predomina el componente terrígeno como el bioclástico, así como para casi todos los tamaños; únicamente con muestras de arenas gruesas y muy gruesas el observador difiere en menos de un 3% respecto a los valores reales.

Las discrepancias observadas entre los valores reales y los dados mediante mera observación de las muestras podrían disminuirse si el observador hubiese tenido un adiestramiento específico previo.

#### REFERENCIAS

- Andrades-Rodríguez, M., (2012): Prácticas de edafología y climatología. Servicio de publicaciones, Universidad de La Rioja, 69 p.
- Bernárdez, P., Prego, R., Giralt, S., Esteve, J., Caetano, M., Parra, S. y Francés, G. (2012): Geochemical and mineralogical characterization of surficial

sediments from the Northern Rias: Implications for sediment provenance and impact of the source rocks. *Marine Geology* 291-294: 63-72.

- Blott, S.J. y Pye, K. (2001): GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 26: 1237–1248
- Cupul-Magana, L.A., Mosso-Aranda, C. Sierra, J.P., Marti, E. Ferman-Almada, J.L. Rodilla, M., Gonzalez-del-Rio, J. y Sánchez-Arcilla, J. (2006): Characterization and distribution patterns of surficial sediments of Cullera Bay, Spain. *Scientia Marina*, 32(4): 617-629.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3–26.
- Friedman, G.M. y Sanders, J.E. (1978): Principles of Sedimentology. Wiley: New York.
- Houziaux, J.-S., Fettweis, M., Francken, F., y Lancker, V.V. (2011): Historic (1900) sea floor composition in the Belgian–Dutch part of the North Sea: A reconstruction based on calibrated visual sediment descriptions. *Continental Shelf Research* 31: 1043-1056.
- Latulippe, C., Lapointe M.F. y Talbot, T. (2001): Visual characterization technique for gravel-cobble river bed surface sediments; validation and environmental applications contribution to the programme of CIRSA (Centre Interuniversitaire de Recherche sur le Saumon Atlantique). *Earth Surf. Process. Landforms* 26: 307–318.
- Marcus, W.A., Ladd, S.C., Stoughton, J.A. y Stock, J.W. (1995): Pebble counts and the role of userdependant bias in documenting sediment size distribution. *Water Resources Research* 31(10): 2625–2631.
- Todd, B.J. y Kostylev, V.E. (2011): Surficial geology and benthic habitat of the German Bank seabed, Scotian Shelf, Canada. *Continental Shelf Research* 31: S54–S68.

# Nearshore Morphodynamics of Poço da Cruz - Mira coastal stretch (NW Portugal) during the winter 2016/2017.

# Morfodinámica costera del sector Poço da Cruz - Mira (NW Portugal) durante el invierno 2016/2017.

# A. Fontán-Bouzas<sup>1, 2</sup>, P.Baptista<sup>1</sup>, P. A. Silva<sup>1</sup>, L. Tubarao<sup>1</sup>, C. Ferreira<sup>1</sup>, J. Alcántara-Carrió<sup>3</sup>, J. Barbosa<sup>4, 1</sup> y C. Bernardes<sup>1</sup>

1 Department of Physics and Geosciences, CESAM, University of Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal.

2 GEOMA.NET, Department of Marine Geosciences, University of Vigo, 36310 Vigo, Spain.

3 Department of Physical, Chemical and Geological Oceanography, IOUSP, University of São Paulo. Praça do Oceanográfico 191, CEP 05508-900, São Paulo, Brazil.

4 Lusófona University of Porto, Rua Augusto Rosa, nº 24, 4000-098 Porto, Portugal.

Abstract: This study analyses the morphodynamics of dunes, beach and submerged proximal area in a 4.7 km coastal sector from Poço da Cruz to Mira (S of Aveiro, Portugal). During the winter of 2016/2017 a coastal monitoring programme was carried out including: 25 topographic surveys of dune and beach profiles with DGPS, local hydrodynamic measurements (wave height and currents) and 2 bathymetric surveys before and after winter. The maritime wave climate has been characterized by data base of the numerical model SIMAR. Sedimentary budget, coastline displacements (in frontal dune toe) and changes in dune slope were quantified, among other morphological parameters. The results highlight some features as a mean rate of coastline retreat (up to -45 m) and coastline progradation (up to +40 m), as well as the identification of eroded or most vulnerable zones during winter. This study also contributes to the knowledge of the three-dimensional beach characteristics and to determine the influence of submerged sandbanks in the behaviour of emerged beach-dune system.

Key words: Coastal vulnerability, storm impact, erosion, beach-dune evolution, sandbar.

**Resumen:** En este trabajo se analiza la morfodinámica de las dunas, playa y área sumergida próxima de un sector de 4,7 km desde Poço da Cruz hasta Mira (S de Aveiro, Portugal). Durante el invierno marítimo 2016/2017 se ha realizado un programa de monitorización costera incluyendo: 25 campañas topográficas de perfiles en dunas y playa con DGPS, mediciones hidrodinámicas (altura de ola y corrientes) y 2 campañas batimétricas antes y después del invierno. El clima marítimo se ha caracterizado con datos obtenidos del modelo numérico SIMAR. Se cuantificaron los balances sedimentarios, variaciones de línea de costa y cambios en la pendiente dunar, entre otros parámetros morfológicos. Los resultados muestran las zonas erosionadas y de mayor vulnerabilidad así como tasas de retroceso (hasta -45 m) y avance (hasta +40 m) durante el invierno. Este estudio contribuye además al conocimiento de las características tridimensionales de la playa y a determinar la influencia de los bancos de arena sumergidos en el comportamiento del sistema emergido plava-duna.

Palabras clave: vulnerabilidad costera, impacto de temporal, erosión, evolución playa-duna, barras de arena.

#### INTRODUCTION

The Portuguese west coastal zone is often affected by energetic events. Although sandy shores are constantly remolded by the action of hydrodynamic and atmospheric forcing agents, the most dramatic changes occur during storms. Significant shifts in nearshore morphology can occur during extreme waves events (Scott et al., 2016). Long-term mobility of sandy beaches is also partially controlled by intense storms and storm groups (clusters), which are also the most important factor controlling short-term shoreline migration (Morton et al., 1995, Ferreira, 2005, Baptista et al., 2014). Hazard reduction at littoral zones is a recognized priority worldwide and for European management in particular (Vousdoukas et al., 2017). The beaches and dunes are among the most threatened environments in the context of the European coasts. Coastal zone monitoring is mandatory as a support to

modelling processes and to forecast the sandy shore morphodynamic behaviour at several time and space scales. In particular, it contributes to the understanding of how the nearshore bathymetry influences the crossshore sediment fluxes and resulting morphology at the sub-aerial beach. The current work includes a coastal monitoring programme in a pilot site situated in the littoral stretch between Poço da Cruz and Praia de Mira, aiming to predict scenarios of beach morphodynamic subject to moderate and high energetic wave regimes. Results allow evaluating the beach morphological evolution and beach-dune system recovery after natural and/or anthropogenic actions, and the role of the dunes as a natural protection system.

#### STUDY SITE

The coastal stretch between Poço da Cruz and Mira beaches, with a length of 4.7 km, is located at south of

Aveiro (40°27'26.1"N 8°48'05.9"W, see Fig. 1). This sector shows a very fragile frontal dune system (Veloso Gomes et al., 2004) and contains areas that have been artificially nourished. Man-maned interventions include three groins that laterally limit this sector: the two oldest ones were built in Praia de Mira Beach in the 1980s; the newest one was built in Poço da Cruz Beach in 2003. In general, the beaches in this sector show pronounced seasonal behaviour, with a wide range of morphodynamic states. This variation reveals an important exchange of sediments between the upper and lower foreshore. During low-energy conditions, the beaches present a berm, characteristic of its reflective state, due to the onshore migration of intertidal bars. Under larger wave energies, these features disappear, the beaches flatten and a dissipative profile develops. In spite of this cross-shore transport, significant littoral drift causes major alongshore motion of sediments mainly southward (Silva et al., 2012).



FIGURE 1. Location of the study area.

#### METHODOLOGY

A coastal monitoring programme (Fig. 2) has been carried out during the maritime winter of 2016/2017, including topo-bathymetric measurements and surface sediment sampling. The daily/weekly topographic surveys of the subaerial beach have been performed with the INSHORE monitoring system (Baptista et al., 2011), obtaining a total of 25 topographic surveys between September 2016 and March 2017. The spatial resolution reached from the frontal dune baseline to the low-water level. The frontal dune has been surveyed with discrete Real Time Kinematic Global Positioning System (GPS-RTK) with 7 cross-shore repeatable profiles. For the bathymetric surveys before and after the maritime winter, the INSHORE system was adapted to a ship to survey the domain between depth closure (of about -12 m bellow Mean Sea Level -MSL) and water depths up to about -5 m bellow MSL, according with wave conditions. Combining topobathymetric measures, the digital elevation models were obtained, despite there was an area of data inability due to difficulty to take measures in the surf

programme zone. This monitoring has been complemented hydrodynamic with in-situ characterization of local currents with Electromagnetic Current Meters (ECM), wave parameters with Pressure Transducers (PT) and runup measurements at specific cross-shore beach profiles. The main data gap is located in the nearshore, in particular for depths between the MSL and -4m bellow MSL where there is not available topo-bathymetric data. The offshore significant height (Hs<sub>o</sub>), peak period (Tp) and average approach direction of offshore waves between October 2016 and March 2017 have been obtained from the numerical model SIMAR of Puertos del Estado (Spain), to point 104062. Storm wave conditions have been considered for events with both maximum Hs<sub>o</sub> higher than 4 m and duration longer than 12 h. The storm power index (PSI) have been determined after Dolan and Davis (1994). Wind data have been obtained from Mira meteorological station (SNIRH-Estrada 11F/02UG) of the Portugal's national water resources information system.



FIGURE 2. Coastal monitoring methods: a) Hydrodynamic parameters (in situ currents and waves) b) Beach topography (INSHORE system); c) Dunes topography; d) Bathymetric survey and measured transects in October 2016 (WGS84/UTM 29N).

#### **RESULTS AND DISCUSSION**

A total of five storm events were identified during the winter 2016-2017, all of them corresponding to swell waves from the WNW and achieving until 7.8 m of  $Hs_0$ ; landward and seaward winds were identified (Table I).

	Wave				Wind		
Date	Hs <sub>o</sub> (m)	Tp (s)	Dur. (h)	(PSI) (m <sup>2</sup> .h)	Appr. direction (°)	Vel. (m/s)	Appr. direction (°)
Oct 23, 2016	4.6	15.2	21	444.4	284	2.3	101
Nov 21, 2016	4.4	12.4	15	290.4	294	4.4	259
Dec 15, 2016	5.4	16.2	31	904	301	6.1	360
Jan 27, 2017	4.3	11.5	12	221.9	292	5.6	236
Feb 2, 2017	7.8	18.1	82	4988.9	287	11.4	214

TABLE I. Characteristics of storm events in winter 2016/2017.

In addition to the identification of beach erosion by storm wave events, sedimentary recovery periods of the dune-beach profile between successive storms were identified, e.g. at profile 7 after the storm event of 21 November 2016 (Fig. 3).



FIGURE 3. Beach-dune morphodynamics in the central sector (profile 7) in winter 2016/2017.

The beach morphodynamics of the study area includes intermediate to dissipative states. The initial Digital Elevation Model (DEM), before the impact of storms, showed the presence of a submerged sandbar at around -4 m depth (Fig. 4). The position of this sandbar seems to be seaward, in relation to previous bathymetric data from 2013. Migration of the sandbar at short-term scale (winter 2016-2017) has not yet been clearly detected.

Differentiated sedimentary behaviours were identified throughout the studied sector. Thus, in the middle of the sector, with a better-developed natural dune, the sand slides from the frontal dune induce a seawards shoreline migration beach, while in the adjacent areas the shoreline retreat is evident. Therefore. the sediment budget and beach morphodynamics is the result of combine cross-shore sediment transport, feeding from the collapsed dune, and longshore drift.

A good agreement was obtained between the sediment budget and shoreline migration: the accretion areas corresponding with advance coastline of 20, 40, 32 and 12 m, respectively from north to south, while the erosion areas presents regression of 30, 45 and 27 meters (Fig. 5).

Based on these results, an integrated database and a numerical tool to forecast scenarios at a short/long term scale are being developed to support the design of coastal risk mapping and beach nourishment projects.



FIGURE 4. Nearshore Profile in Poço da Cruz-Mira showing the presence of a submerged sandbar and pre-storm DEM, both referred to MSL datum.

#### CONCLUSIONS

This study help to improve the morphodynamics knowledge of a high-energy coast from the submerged zone, where a sandbar was identified at a depth of around -4 m, until the dune front. Beach morphodynamics of the study area during the winter 2016-2017 includes intermediate to reflective states, in accordance with the occurrence of beach erosion due to NW storm waves and recovery periods between the storm events. Sedimentary recovery of the beach profile is also favored by the erosion of the dune front, due to slide processes.



FIGURE 5. Shoreline variation (left) and sedimentary budget (right) between September and December 2016.

#### ACKNOWLEDGMENTS

Angela Fontán-Bouzas was supported by a Postdoctoral grant (ref.: ED481B2016/141-0) of Xunta de Galicia. The authors are grateful to FCT / MCTES for financial support to CESAM (UID / AMB / 50017) through national funds and FEDER (PT2020 and Compete 2020). Wave data were obtained from Puertos del Estado database. Wind data were downloaded from Portugal's national water resources information system SNIRH.

#### REFERENCES

- Baptista, P., Cunha, T., Bernardes, C. (2011). The validation analysis of the INSHORE system - a precise and efficient coastal survey system. Environmental Monitoring and Assessment, 179, 1-4, 589-604.
- Baptista P., Coelho C., Pereira C., Bernardes C., Veloso-Gomes F. (2014). Beach morphology and shoreline evolution: monitoring and modeling medium-term responses (Portuguese NW coast study site). Coastal Engineering, 84, 23-37.
- Dolan, R., Davies, R.E., (1994). Coastal storm hazards. Journal of Coastal Research. SI 12, 103–114.

- Ferreira Ó. (2005). Storm groups versus Extrem Single Storms: Predicted Erosion and Management Consequences. Journal of Coastal Research, 18(3), 442-458.
- Morton, R.A., Gibeaut, J.C., and Paine, J.G., (1995). Mesoescale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. Marine Geology, 126, 161-179.
- Scott T., Masselink G., O'Hare T., Saulter A., Poate T., Russell P., Davidson M., Conley D., (2016) The extreme 2013/2014 winter storms: Beach recovery along the southwest coast of England. Marine Geology 382, 224-241.
- Silva, A.N., Taborda, R., Bertin, X., Dodet, G., (2012). Seasonal to Decadal Variability of Longshore Sand Transport at the Northwest Coast of Portugal. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 138(6), 464–472.
- Veloso-Gomes, F., Taveira-Pinto, F., Neves, L., Pais-Barbosa, J., Coelho, C., (2004) Erosion Risk Levels in the NW Portuguese Coast: Douro River - Cape Mondego Stretch. Journal of Coastal Conservation, 10, 43-52.
- Vousdoukas, M. I., L. Mentaschi, E. Voukouvalas, M. Verlaan, and L. Feyen (2017), Extreme sea levels on the rise along Europe's coasts, Earth's Future. doi:10.1002/2016EF000505. Vol 5, I3 304-3.

### NORMAS DE PUBLICACIÓN EN GEO-TEMAS

1. Los trabajos, redactados en el idioma o idiomas aceptados oficialmente en la reunión científica de que se trate, tendrán una extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de GEO-TEMAS viene a contener unos 4.500 caracteres (letras y espacios entre palabras).

2. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y en tamaño 10 puntos, utilizando el tipo de letra Times, de acuerdo con lo expresado en la plantilla creada al efecto, que puede encontrarse en la página web de la Sociedad Geológica de España. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño de caja máximo (240 x 175 mm) de las páginas de GEO-TEMAS, que a su vez se subdivide en dos columnas. Los autores deben tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos y tramados. Si las figuras se suministran en color, los autores deben haber comprobado que la reproducción en gris de las mismas permite la distinción de los diferentes tonos. Las tablas se ordenarán también de forma correlativa y, de igual modo, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final. Las figuras se numerarán con números arábigos, mientras que la numeración de las tablas se realizará en números romanos.

3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:

a) Título en Español, si éste es el idioma correspondiente al texto del trabajo. Titulo en inglés (o en Español si el texto del trabajo va en inglés).

b) Autores: Nombre (iniciales), apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.

c) Resumen en Español (si éste es el idioma del texto principal). Dicho resumen deberá tener una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.

d) Palabras clave: máximo de 5 palabras clave en Español.

e) Resumen en inglés (Abstract). Con la misma extensión que el resumen en Español. Si el texto principal va en inglés, el orden de los Títulos, Resumen/Abstract y Palabras clave/Keywords, será inverso, de tal forma que se coloque en primer lugar la información que va en el idioma del texto principal.

f) Key words: máximo de 5 palabras clave en inglés.

g) Texto principal: En Español o en inglés, o excepcionalmente en otros idiomas relacionados con la temática del congreso. Debe incluir, como referencia general, un apartado de introducción / antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de estos y conclusiones. La extensión dada a este texto principal es crítica en cuanto debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo. Los títulos de apartados irán en letras mayúsculas negrita. Los títulos de subapartados irán en letras tipo oración negrita. Los títulos de apartados de tercer orden irán en letras tipo oración cursiva.

h) Agradecimientos: con extensión máxima de 3 líneas mecanografiadas.

i) Referencias: no deberán 'incluirse más de 10 referencias en cada artículo. Las referencias deberán ser listadas de acuerdo con el orden alfabético de los autores y contendrán toda la información editorial necesaria para su localización, incluyendo el título completo de cada trabajo referenciado (ver normas utilizadas en la Revista de la Sociedad Geológica de España).

4. Los trabajos aceptados serán entregados por los autores en formato electrónico. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo compatible con Microsoft Word. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del archivo, la versión y programa utilizado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de imagen se facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF o EPS.

5. Geo-Temas no se distribuye a todos los socios de la SGE, sino sólo a los inscritos en los congresos y no está contemplada la entrega de separatas de los artículos.

### INSTRUCTIONS FOR AUTHORS TO PUBLISH IN GEO-TEMAS

1. The work may be written in the language or languages accepted officially at the scientific meeting concerned, will have a length 4 pages maximum and minimum of 2 printed pages, including in calculating figures, tables and bibliographical references. A printed page of GEO-TEMAS comes to about 4,500 characters (letters and spaces between words).

2. The authors will provide typewritten manuscripts double-spaced and in size 10 points, using font Times, in accordance with what was expressed in the template being created to the effect, which can be found on the website of the Geological Society of Spain. Figures (including possible photographs) shall be numbered consecutively and shall be designed in accordance with the maximum box size (240 x 175 mm) from the pages of GEO-TEMAS, which, in turn, is subdivided into two columns. Authors should take into account the possible reductions of the figures to conform to that size when choosing lines, labels size stroke weights and patterns. If figures are supplied in colour, authors should have checked their gray-tones version to be able a reproduction allowing the distinction of the different tones. Tables are sorted also consecutively and, similarly, authors should ensure its readability after its reduction for final printing. The figures will be numbered with Arabic numerals, while the numbering of the tables will be held in Roman numerals.

3. Articles will be structured according to the following order of sections:

a) Title in Spanish, if this is the appropriate text in the working language. Title, in English (or in Spanish, if the main text is written in English).

b) Authors: name (initial), last name and full postal address, including e-mail.

c) Resumen in Spanish (if this is the language of the main text). This summary should be an extension of between 150 and 200 words.

d) key words: maximum of 5 keywords in Spanish.

e) Summary in English (Abstract). It must have the same extension as the summary in Spanish. If the main text is in English, the order of titles, summary/Abstract and key words/Keywords, will reverse, so that place first of all the information that goes into the language of the main text.

f) Key words: maximum of 5 keywords in English.

g) Main text: in Spanish or English, or exceptionally in other languages related to the theme of the Congress. It must include, as a general reference, a paragraph of introduction / background, summary presentation of data and results, discussion and conclusions. The extension given to the main text is critical as it must conform to the maximum space allowed for the entirety of the article. The titles of sections shall be in bold capital letters. The titles of subsections shall be in letters bold sentence.

h) Acknowledgements: written in a maximum of 3 lines typed.

i) References: must not included more than 10 references in each article. References must be listed according to alphabetical order of authors and will contain all the information necessary editorial for its location, including the title complete each referenced work (see rules used in the journal of the Geological Society of Spain).

4. Accepted abstracts will be delivered by the authors in electronic format. Compatible PC or Macintosh and a type that is compatible with Microsoft Word text processor are recommended. Please indicate always, on the label of the file, the version and program used. In case of using a different word processor, it is recommended to save files in RTF or ASCII format. The image files will be given in the following possible types of format: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF or EPS.

5. Geo-Temas is not distributed to all members of the SGE, but only to those enrolled in the congresses and the delivery of reprints of articles is not provided.

# SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA



Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca Plaza de la Merced s/n. 37008 SALAMANCA (SPAIN) e-mail: sge@usal.es

## **BOLETÍN DE INSCRIPCIÓN - SOCIO INDIVIDUAL**

#### Es importante que anote toda la información solicitada.

Apellidos:				
Nombre:		DNI/Pasaporte:	Año nacimiento:	
Dirección particular	:			
CP:	Ciudad:		. Tel.:	
Correo electrónico				
Dirección profesiona	al:			
CP:	Ciudad:		Tel.:	
Correo electrónico				

Deseo Recibir el correo en la dirección: Particular  $\Box$  Profesional  $\Box$ 

#### Solicita ser admitido en la SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA como miembro

□ Ordinario.

Estudiante (adjuntar fotocopia del carnet de estudiante).

 $\Box$  Ordinario residente en el extranjero.

Para ello es presentado por los Miembros de la SGE:

Fecha y firma y del solicitante:

**CUOTAS:** 

Cuota de inscripción: 12 €.

Cuota anual:  $60 \in$  (socio ordinario);  $25 \in$  (socio estudiante);  $64 \in$  (socio residente en el extranjero).

Envía resguardo de pago de inscripción (las comisiones bancarias pertinentes correrán a cargo del socio)

- □ Envía resguardo de la transferencia bancaria a la cuenta n° 0049-1804-11-2210298069 (BSCH) de Madrid por el valor de 12 € que corresponde a la cuota de inscripción. Para transferencias desde el extranjero el n° IBAN: ES13 y BIC: BSCH ESMM.
- □ Envía cheque a nombre de la Sociedad Geológica de España por valor de 12,79 € a la dirección arriba indicada.
- □ Envía carta de pago VISA Mastercard (solo para socios residentes en el extranjero). Firmada y con el nº de tarjeta por un valor de 76 € (en concepto de Inscripción y cuota anual extranjero).

### DATOS PARA COBRO POR BANCO:

Banco / entidad:	
Dirección:	CP:
Ciudad:	
Nombre y apellidos:	

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (20 dígitos):

Entidad	Oficina	DC	N° de cuenta

### Envíenos esta hoja firmada a la dirección: SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

Existe la posibilidad de inscribirse a la SGE como Socio colectivo (192€). Información: sge@usal.es

# LISTADO DE PRECIOS DE LAS PUBLICACIONES NO PERIÓDICAS DE LA SGE

La Sociedad Geológica de España ha publicado distintos materiales no periódicos y que se venden al margen de Geogaceta y de la Revista de la SGE, con precios ventajosos para sus socios. Todos los precios incluyen el IVA.

La serie GEOTEMAS se inició en el año 2000. Cubre las actas y resúmenes de reuniones de carácter científico auspiciadas por la SGE. Hasta la actualidad se han editad 9 volúmenes (alguno de ellos múltiple). Los ejemplares disponibles son los siguientes:

			Socios	Nº Socios
GEOTEMAS 1	V Congreso Geológico de España, Alicante	2000 (4 vols.)	12€c.u.	20€ c.u.
GEOTEMAS 5	V Congreso del grupo Español del Terciario, Granada 2003		18€	30€
GEOTEMAS 6	VI Congreso Geológico de España, Zaragoza	2004 (5 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEOTEMAS 7	Simposio Homenaje a D. Daniel Jiménez de Cisneros y Hervás, Alicante	2004	18€	30€
GEOTEMAS 9	VI Congreso del Grupo Español del Terciario, Salamanca	2006	18€	30€
GEOTEMAS 10	VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canarias	2008	18€	30€

La serie GEO-GUIAS se inició en el año 2004. Cada volumen ofrece itinerarios Geológicos en áreas cercanas a la localidad de celebración de alguna reunión científica patrocinada por la SGE.

GEO-GUIAS 1	Itinerarios Geológicos por Aragón	2004	<b>Socios</b> 15€	<b>No Socios</b> 20 €
GEO-GUIAS 2	Itinerarios Geológicos por la cuenca del Duero	2006	15€	20€
GEO-GUIAS 3	Geological fiel trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain	2007	15€	20€
GEO-GUIAS 4	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Tenerife y La Palma).	2008	30€	40€
GEO-GUIAS 5	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Gran Canaria).	2008	30€	40€
GEO-GUIAS 6	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y El Hierro).	2008	30€	40€

Además, la SGE ha cofinanciado la publicación de dos libros. El primero recoge las comunicaciones presentadas en un Simposio Internacional de ProGEO sobre Conservación del Patrimonio Geológico, que tuvo lugar en Madrid en 1999, mientras que el segundo ofrece la oportunidad de conocer la geología de España con una aproximación multidisciplinar y muy completa.

			Socios N	<sup>1°</sup> Socios
Towards the Balanced	D. Barettino;	1999	50€	50€
Management and	M. Vallejo y			
Conservation of the	E. Gallego (Eds.)			
Geological Heritage in the	SGE-IGME-ProGEO			
New Millennium				
Geología de España (incluye 2 mapas y CD)	J.A. Vera (Ed.) SGE-IGME	2004	25€	30€

#### Pedidos y forma de pago

Los pedidos se realizarán por correo postal (Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca) o electrónico (sge@usal.es) a la secretaria de la SGE. Una vez comunicado el importe total del pedido, en el que se incluirán los gastos debidos a portes, se abonará el mismo mediante ingreso o transferencia bancaria a la cuenta del BBVA 0182-2305-68-0201531046. Se deberá de indicar el nombre del comprador y el concepto por el cual se hace el ingreso (p.e.: Un libro de Geología). Una vez recibido el importe se realizará el envío de manera inmediata.

# SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La Sociedad Geológica de España fue fundada en 1985 y tiene como fines la promoción, fomento y difusión del conocimiento, progreso y aplicaciones de la Geología, el asesoramiento en materia científica y educativa a las Instituciones y Entidades que lo requieran, y la representación de los intereses científicos de la comunidad geológica de España a nivel internacional. Sus miembros tienen derecho a participar en todas las actividades organizadas por la Sociedad, a optar a ocupar cualquiera de sus cargos directivos y a recibir gratuitamente las publicaciones periódicas de la Sociedad: Geogaceta y Revista de la Sociedad Geológica de España.

### JUNTA DE GOBIERNO

Presidenta	Ana María Alonso Zarza Dpto. de Petrología y Geoquímica Facultad de Ciencias Univ. Complutense 28040 MADRID Tel.: 91 394 49 15; e-mail: <u>alonsoza@geo.ucm.es</u>
Secretaria	<b>Pilar Andonaegui</b> Dpto. de Petrología y Geoquímica Facultad de Ciencias Univ. Complutense 28040 MADRID Tel.: 91 339 49 70; e-mail: <u>andonaeg@ucm.es</u>
Tesorera	Inmaculada Gil Peña Instituto Geológico y Minero de España (IGME) Ríos Rosas, 23 28003 Madrid Tel.: 91 349 58 88 ; e-mail: <u>i.gil@igme.es</u>
Vicepresidente	Juan Antonio Morales González
Vicesecretario	Luis Miguel Nieto Albert
Secretario 2º	Elena Druguet tantiña
Vocales	Ángel Salazar Rincón Isabel Rábano Gutiérrez del Arroyo José Eugenio Ortiz Menéndez Marcos Aurell Cardona Blanca Martínez García Pedro Castiñeiras García Pedro Huerta Hurtado









