

# Volumen 14

Sociedad Geológica-

España





#### 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

Juan Antonio Morales González Departamento de Geología, Universidad de Huelva, 21007 Huelva (España) Tel: +34 959 219 815; e-mail: jmorales@uhu.es

#### **EDITORES ADJUNTOS**

Luis M. Nieto Albert Facultad de Ciencias Experimentales Universidad de Jaen Campus Universitario "Las Lagunillas" 23071 JAEN Imnieto@ujaen.es

Carlos L. Liesa Carrera Dpto. Ciencias de la Tierra Facultad de Ciencias Universidad de Zaragoza 50009 ZARAGOZA carluis@unizar.es Ignacio Arenillas Sierra Dpto. Ciencias de la Tierra Facultad de Ciencias Universidad de Zaragoza 50009 ZARAGOZA arenillas@unizar.es

#### 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:

Playa de Rodiles (estuario de Villaviciosa). Cedida por el servicio de Cartografía del Principado de Asturias - Dirección General de Ordenación del Territorio y Urbanismo, y perteneciente al plan POLA (Plan de Ordenación del Litoral de Asturias).







Editores: Germán Flor Rodríguez Germán Flor-Blanco Luis A. Pando González

Vol. 14 (2013)

### Prólogo

Ha llegado el turno de organizar las VII Jornadas de Geomorfología Litoral entre el 17 y 19 de julio de 2013, que se celebran en el marco del edificio del Campus de Llamaquique, donde se ubican Facultad y Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo (Asturias). Para ello, nos comprometimos en Tarragona a traer este evento al espacio físico del territorio asturiano, en el que hemos participado un grupo reducido de profesores de esta institución. Se imparten 4 conferencias, además de 49 contribuciones originales, que se presentarán como comunicaciones orales o de tipo póster, a lo largo de dos días completos de actividad. Las conferencias y comunicaciones se recogen bajo el auspicio de la revista Geo-Temas, editada por la Sociedad Geológica de España, incluyendo una edición en papel en blanco y negro y otra en color en formato digital, de modo que se facilite a cualquier interesado para que los trabajos puedan imprimirse individualmente.

La celebración de las VII Jornadas de Geomorfología Litoral en Asturias responde al interés mostrado por los especialistas en este entorno de transición tierra-mar, evitando reuniones generalistas. Se trata de aprovechar mejor los contenidos específicos de cada apartado para compartir experiencias y contactos, tanto durante las sesiones como a lo largo de un día completo de campo en el oriente asturiano, que exhibe un patrimonio geomorfológico extraordinario. En este contexto, se ha elaborado una guía científica cuyos contenidos abarcan aspectos generales para centrarse más detalladamente en una serie de paradas y recorridos cortos sobre las que se mostrarán figuras morfológicas relevantes, con un énfasis particular en las cársticas.

La edición de este volumen ha sido posible gracias a la inestimable colaboración de los numerosos asesores del Comité Científico, que llevaron a cabo las revisiones de los trabajos, tanto con su valiosa experiencia y conocimientos, como por la prontitud de sus dictámenes, contribuyendo a que la edición de estas actas en particular, y las Jornadas en general, alcancen un alto nivel científico. La celebración de este evento ha sabido convivir con las restricciones oficiales, en general, pero con el apoyo económico de algunas entidades institucionales públicas y de ámbito privado, a las que queremos agradecer su mecenazgo.

Finalmente, agradecemos a los conferenciantes invitados al igual que a los presidentes de mesa por su desinteresada participación y eficacia en el desarrollo de las Jornadas. Asimismo, reconocer la inestimable ayuda de una serie de becarios del Ministerio pertenecientes a nuestro Departamento, y a algunos alumnos del Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica que imparte la Facultad de Geología los cuales cursaron la asignatura de *Dinámica y sedimentación aplicadas a la gestión costera*. A nuestros representantes, Junta directiva del Departamento y Decanato de la Facultad, por haber puesto a nuestra disposición las magníficas instalaciones del edifico universitario, que han supuesto un inestimable apoyo para la organización de estas jornadas.

Los editores

# Comité organizador

| Presidente:    | Germán Flor Rodríguez (Universidad de Oviedo)  |
|----------------|--|
| Vocales:       | Germán Flor Blanco (Universidad de Oviedo)   |
|                | Luis Alberto Pando González (Universidad de Oviedo)  |
| Colaboradores: | Juan Antonio Morales González (Universidad de Huelva)<br>Luis Miguel Rodríguez Terente (Universidad de Oviedo) |

# Comité científico

Alcántara Carrió, Javier (Universidad Católica de Valencia) Alonso Bilbao, Ignacio (Universidad de las Palmas de Gran Canaria) Argüelles Fraga, Ramón Jesús (Universidad de Oviedo) Benavente González, Javier (Universidad de Cádiz) Blanco Chao, Ramón (Universidad de Santiago de Compostela) Borrego Flores, José (Universidad de Huelva) Bruschi, Viola María (Universidad de Oviedo) Cearreta Bilbao, Alejandro (Universidad del País Vasco) Cendrero Uceda, Antonio (Universidad de Cantabria) Cuadrado Méndez, Óscar (Servicio Cartográfico P. Asturias) Del Río Rodríguez, Laura (Universidad de Cádiz) Díaz del Río, Víctor (Instituto Español de Oceanografía) Domínguez Cuesta, María José (Universidad de Oviedo) Feal Pérez, Alejandra (Universidad de Santiago de Compostela) Fernández Álvarez, José Paulino (Universidad de Oviedo) Fernández Salas, Luis Miguel (Instituto Español de Oceanografía) Flor Blanco, Germán (Universidad de Oviedo) Flor Rodríguez, Germán (Universidad de Oviedo) Fornós Astó, Joan (Universitat de les Illes Balears) Freire de Andrade, César (Universidade de Lisboa) Gracia Prieto, Fco. Javier (Universidad de Cádiz) Guillén Aranda, Jorge B. (ICM. CSIC) Gutiérrez Mas, José Manuel (Universidad de Cádiz) Hernández Calvento, Luis (Universidad de las Palmas de Gran Canaria) Jiménez Sánchez, Montserrat (Universidad de Oviedo) Montoya Montes, Isabel (Doctora investigadora) Morales González, Juan Antonio (Universidad de Huelva) Ojeda Zújar, José (Universidad de Sevilla) Pando González, Luis A. (Universidad de Oviedo) Pérez Alberti, Augusto (Universidad de Santiago de Compostela) Pires de Matos Taborda, Rui (Universidade de Lisboa) Proenca cunha, Pedro (Universidade de Coimbra) Sánchez García, María José (Doctora investigadora) Trenhaile, Alan (University of Windsor)



# Vol. 14 (2013)

# ÍNDICE

# Conferencias

| Rock coast erosional forms (notches and shore platforms) on the La Paz Peninsula, Southern<br>Baja, Mexico<br>A.S. Trenhaile, K. J. Prestanski, N. I. Porter and J. Gagnon   | 1  |
|--|----|
| Los fondos de la franja sublitoral de Chipiona (Cádiz, SO España)<br>J. A. Morales y C. Lozano   | 5  |
| Interacción entre el litoral y la plataforma continental interna en diferentes escalas temporales<br>J. Alcántara-Carrió, S. Albarracín, Á. Fontán Bouzas, I. Montoya, G. Flor Blanco, J. Rey<br>Salgado y M. Vela | 11 |
| El Jurásico de la costa centro-oriental de Asturias. Un Monumento Natural de alto interés patrimonial<br>J. C. García-Ramos  | 19 |
| Metodologías   |    |
| Instrumentos para el conocimiento, la difusión y gobernanza de las zonas litorales: visores 3D<br>(desktop y web). Costa de Andalucía<br>J. Ojeda, J. Álvarez, A. Cabrera, P. Díaz y A. Prieto                     | 31 |

| Problemas y nuevos procedimientos de datación por OSL para los sedimentos litorales del NO<br>de la Península Ibérica<br>J. Sanjurjo-Sánchez y J. R. Vidal Romaní   | 47 |
|---|----|
| Development of a beach monitoring program: linking science and management - a case study<br>from Portugal<br>A.M. Carapuço, T.M. Silveira, R. Taborda, C. Andrade, M.C. Freitas and C. Pinto                            | 43 |
| Guía de aplicación del georradar (GPR) a la geomorfología costera. Ejemplo de aplicación al campo dunar de Xagó (Asturias, costa norte española)<br>D. Rubio Melendi, G. Flor-Blanco, J. P. Fernández Álvarez y G. Flor | 39 |
| Aplicación del escáner láser terrestre a la documentación de espacios costeros<br>R. Argüelles, P. González-Pumariega, J.A. Suárez y A. Vidal   | 35 |

| Calibración de un modelo geomorfológico de dinámica dunar orientado a comportamiento | 51 |
|--|----|
| F. Barrio Parra e I. Rodríguez-Santalla  |    |

Fotogrametría histórica como fuente de información en el análisis métrico de la evolución en<br/>espacios costeros. Aplicación de nuevos modelos de reconstrucción 3D a partir de imágenes55O. Martínez Rubio y O. Cuadrado Méndez55

Relieve costero/Costas rocosas

| Caracterización geomorfológica mediante SIG de la costa septentrional de Marruecos A. Pérez Alberti  | 59 |
|--|----|
| Detección de rasas mediante SIG en la costa oriental de Asturias (N de España)<br>M.J. Domínguez-Cuesta, M. Jiménez-Sánchez y J.A González-Fernández   | 63 |
| El papel del karst en la morfogénesis costera: el ejemplo de las calas de Mallorca y Menorca<br>J.J. Fornós, F. Gràcia y L. Gómez-Pujol  | 67 |
| Acumulaciones de grandes bloques en las crestas de los acantilados del sur de Menorca (Islas<br>Baleares): observaciones preliminares<br>L. Gómez-Pujol y F. X. Roig-Munar   | 71 |
| Sea cliff instability susceptibility assessment at regional scale: a case study in the western coast of Portugal F.M.S.F. Marques  | 75 |
| Alteración alveolar en areniscas carbonatadas y tasa de erosión asociada: 10 años de observaciones en las canteras litorales de es Carnatge (Mallorca, Islas Baleares)<br>P. Balaguer, L. Gómez-Pujol, M. Fuster y J.J. Fornós | 79 |
| Caracterización y clasificación de los acantilados en formaciones sedimentarias en áreas volcánicas. Acantilados detríticos en Tenerife<br>A. Yanes  | 83 |

# Dunas eólicas costeras

| Dinámica eólica y sedimentaria en una forma erosiva blowout: sistema dunar d'es Comú de<br>Muro (Mallorca, islas Baleares)  | 87  |
|---|-----|
| M. Mir-Gual, G.X. Pons, J.A. Martín-Prieto, F.X. Roig-Munar y A. Rodríguez-Perea  |     |
| Análisis de la capacidad real de transporte eólico en el sistema dunar de Valdevaqueros<br>(Tarifa)<br>M. Navarro, J.J. Muñoz-Pérez, J. Román-Sierra, A. Ruiz-Cañavate y G. Gómez-Pina                          | 91  |
| Granulometría y composición mineralógica de los sedimentos arenosos de los sistemas de playa/dunas de la costa de Cantabria (NO de España)<br>P. Martínez Cedrún, G. Fernández Maroto, G. Flor y G. Flor-Blanco | 95  |
| Evolución espacio temporal (1956-2012) de los sistemas dunares del Baix y Alt Empordà<br>(Girona, Cataluña)<br>F.X. Roig-Munar, J. Vicens, M. Mir Gual, J.Á. Martín-Prieto y G.X. Pons                          | 99  |
| Descripción de megaformas dunares en el sistema de dunas activas del P. N. de Doñana<br>I. Vallejo y D. García  | 103 |

| Caracterización de una duna costera de zona árida: Maspalomas (Gran Canaria)<br>L.L. Cabrera, A.I. Hernández-Cordero, M. Viera, N. Cruz y L. Hernández-Calvento   |     |
|---|-----|
| Erosión, progradación y transferencia sedimentaria entre un sistema de playa-duna y una<br>playa sobre plataforma rocosa<br><b>R. Blanco Chao, A. Feal-Pérez y A. Duarte-Campos</b>   | 111 |
| Cambios inducidos por actividades antrópicas en los procesos geomorfológicos eólicos de La<br>Graciosa (islas Canarias). Una perspectiva histórica<br>L. Hernández Calvento, M.L. Monteiro Quintana, E. Pérez-Chacón Espino, L. García<br>Romero y A. Santana Cordero | 115 |
| Alteraciones asociadas a factores antrópicos (1956-2007) en los sistemas playa-duna de<br>Menorca<br>F. X Roig-Munar, J.Á. Martín-Prieto, G.X. Pons, A. Rodríguez-Perea, M. Mir-Gual y B.<br>Gelabert   | 119 |
| El Pleistoceno superior de la zona de Tirant-Fornells (norte de Menorca, Illes Balears): un<br>modelo de interacción eólica y aluvial<br>F. Pomar, J.J. Fornós, L. Gómez-Pujol y L. del Valle   | 123 |
| Playas  |     |
| Caracterización morfométrica de los cantos en la playa de San Felipe, Gran Canaria<br>M. Casamayor, I. Alonso y J. Mangas   | 127 |
| Comportamiento morfodinámico diferencial de dos tramos de una playa urbana (La Victoria,<br>Cádiz)<br>C. Valenzuela, T.A. Plomaritis, J. Benavente y M. Puig  | 131 |
| Evolución temporal de playa Barca (Fuerteventura, España). Un ejemplo de playa erosiva que<br>alcanza el equilibrio<br><b>E. Bru e I. Alonso</b>  | 135 |
| Impactos de una estructura de defensa costera en la playa de la Armação do Pântano do Sul<br>(Florianópolis, SC, Brasil)<br>J. M. de Camargo, L. del Río y J. Benavente   | 139 |
| Estuarios y lagunas costeras  |     |
| Modelo de evolución de la nueva desembocadura del río Senegal<br>I. Alonso, A.A. Sy, B.A. Sy, I. Sánchez-Pérez, S. Rodríguez, C.A.T. Faye e I. Menéndez   | 143 |
| Interacción dinámica y morfosedimentaria en el tramo inferior estuarino: El caso de<br>Villaviciosa (NO España)<br>G. Flor, G. Flor-Blanco y J. Rey   | 147 |
| Morfología, dinámica y evolución del tramo externo del estuario de San Vicente de la<br>Barquera (Cantabria, NO España)<br>G. Flor-Blanco, G. Flor y L. Pando   | 151 |
| Contribución de la fotogrametría al estudio de la evolución de un sector del caño mareal del<br>Río San Pedro (Bahía de Cádiz, España)<br>S. García-López, J.M. Gutiérrez Mas, J.M. Ibáñez Ageitos y O. Hidalgo Huertas   | 155 |

| Estimaciones y medidas de transporte de arenas como carga de fondo en la desembocadura del estuario del Piedras (Huelva, SO España)<br>J.A. Morales, I. Delgado, C. Lozano, J.M. Medina, A. Palmeiro y M. Martín | 159 |
|--|-----|
| Evolución paleoambiental del estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Vizcaya):<br>respuesta al ascenso del nivel marino durante el Holoceno<br>A. Cearreta y M. Monge-Ganuzas                      | 163 |
| Análisis comparativo de la exposición a la subida del nivel medio del mar de la playa y<br>marismas de Valdelagrana (Cádiz)<br>P. Fraile-Jurado, J. Álvarez-Francoso, N. Sánchez-Carnero y J. Ojeda-Zújar        | 167 |
| Origen y evolución del sistema de lagunas litorales de Vendicari (SE Sicilia)<br>F.J. Gracia, C. Amore, F. Geremia y S. Privitera  | 171 |

# **Plataformas continentales**

| Análisis de alta resolución de un campo de ondulaciones submarinas en la plataforma externa frente a Áquilas (Murcia SE España) |     |
|---|-----|
| L.M. Fernández-Salas, G. Bruque, V. Díaz-del-Río, F.J. López-Rodríguez y J.T. Vázquez   |     |
| Sr-Nd isotope signatures of surficial sediments from the Portuguese continental shelf   | 179 |
| R. Martins, S. Ribeiro, A.J.F. Silva, R. Freitas, V. Quintino, A.M. Rodrigues and M.R.  |     |
| Azevedo   |     |

# Gestión costera y patrimonio litoral

| Herramientas y técnicas para la gestión del medio costero: lecciones aprendidas<br>G. Malvárez, F. Navas, M. Tejada, E. Guisado, R. Carrero, A. Giordano y J.L. del Río   |     |
|---|-----|
| Desarrollo de herramientas de gestión costera mediante vídeo-monitorización: número de usuarios de la playa y localización de corrientes de resaca M. Puig, P. Liria, I. Epelde y J. Benavente                                    | 187 |
| Desarrollo de las técnicas Geomáticas para el análisis del litoral. Aplicación en la costa de<br>Cantabria (2009-2012)<br>J.J. de Sanjosé, E. Serrano, F. Berenguer, J.J. González-Trueba, M. Gómez-Lende y M.<br>González-García | 191 |
| Strategies for ecological management of Ghareh Gheshlagh international wetland, NW Iran C. Jananeh, A. Azad, E. Mohajeri, V. Simmonds and A. Khosravi   | 195 |
| Assessment of impacts on intertidal zone Habitats of the Guadiana Estuary due to sea-level rise during the 21 <sup>st</sup> century <b>D.M.R. Sampath and T. Boski</b>  | 199 |
| Optimización de las regeneraciones de playa mediante el estudio de la variación de la densidad de la arena<br>J. Román-Sierra, M. Navarro-Pons, G. Gómez-Pina, A. Ruiz-Cañavete y J.J. Muñoz-<br>Pérez                            | 203 |
| The evolution of coastal villages in the central Portuguese coast. The case of Esmoriz and Cortegaça  | 207 |

A. Trigo-Teixeira, N. Andrade and M.A.V.C. Araújo

| Reconfiguración de la línea de costa en un sector de explotación salinera de época romana en<br>el NO de España<br>R. Tallón-Armada, M. Costa-Casais, T. Taboada y A. Martínez Cortizas  |     |
|--|-----|
| Propuestas para el aprovechamiento del patrimonio geomorfológico costero entre Santander y<br>Liencres (Cantabria)<br>V. Bruschi y A. Cendrero   | 215 |
| Geophotopedia, un repositorio abierto de fotografías de contenido geográfico. Imágenes de<br>geomorfología litoral<br>P. Fraile-Jurado, D. Sánchez-Escalera, J.L. Palacios-Guerrero, R. Maldonado-Benítez, M.<br>Escobar-Gómez y J. Jover-Báez | 219 |

# Divulgación

| "Grano a grano" Diseño de una exposición de arenas de playa con fines divulgativos | 223 |
|--|-----|
| L.M. Rodríguez Terente   |     |

### Rock coast erosional forms (notches and shore platforms) on the La Paz Peninsula, Southern Baja, Mexico

Formas de erosión (balmas y plataformas) en la costa rocosa de la península de La Paz, Baja California Sur, Méjico

#### A.S. Trenhaile<sup>1</sup>, K. J. Prestanski<sup>1</sup>, N. I. Porter<sup>1</sup> and J. Gagnon<sup>1</sup>

1 Dpt. Earth and Environmental Sciences, University of Windsor, Windsor, Ontario, Canada Tren@uwindsor.ca, kyle.prestanski@gmail.com, neilp@uwindsor.ca, jgagnon@uwindsor.ca

**Abstract**: Changes in wave exposure produce a transition from various types of high tidal notches to narrow shore platforms in andesitic lahar deposits on the La Paz Peninsula, Mexico. Notches were surveyed in 18 areas. Thirty-six transverse micro-erosion meter (TMEM) stations were installed on three surveyed platforms. Laboratory experiments and analyses helped to determine processes and rates of notch erosion. Field measurements were made over 2.5 years and the experiments ran for 17 months. Erosion rates in the laboratory were about 1.80 mm yr<sup>-1</sup> and 0.39 mm yr<sup>-1</sup> in salt and fresh water, respectively. The narrow shore platforms (few tens of metres) reflected a weak wave environment and resistant rocks. Mean TMEM down wearing rates were 0.14 - 0.42 mm yr<sup>-1</sup>. There was a good relationship between notch height and wave exposure, but the relationship between notch depth with exposure was not statistically significant. Notch height was also related to the orientation and wave fetch of the site. Laboratory and field data suggested that the notches were produced by high tidal salt weathering. Erosion rates compensate for uplift rates of 0.12 - 0.15 mm yr<sup>-1</sup>, and coastal morphology is well adjusted to the present level of the sea.

Key words: Shore platforms, notches, Mexico, exposure, processes

#### INTRODUCTION

Despite an upsurge in interest in the evolution of rock coasts, little work has been conducted in the last few decades in tropical environments, where the erosional mechanisms are often quite different from those in cooler, wave-dominated regions. The effect of variable exposure to hurricanes and storm waves on coral reefs around and between tropical islands is well known (Stoddart, 1985), but with the exception of Focke (1978), there has been little comparative work on rocky coasts. Most traditional work in the Tropics has been on calcareous substrates (Focke, 1978; Woodroffe et al., 1983; Trenhaile, 1987), but the present paper is concerned with the effect of variable exposure on the occurrence and morphology of notches and shore platforms on a non-calcareous coast.

#### STUDY AREA

The study area was on the western and northern coast of the arid La Paz Peninsula in Mexico (Fig. 1). The tides are mixed semidiurnal and microtidal, with a range of 0.5 to 1 m. The waves are generally weak on the western side of the peninsula because of gentle winds and short fetches. On average, hurricanes enter the Gulf at two year intervals. Regional evolution has been dominated by subduction of the southern portion of the Farallon (Guadalupe) plate beneath the North American plate, and by resulting volcanism. Terrace deposits suggest that uplift rates since the last interglacial have been 0.12 to 0.15 mm yr<sup>-1</sup>. The Comondú Formation consists of andesitic lahars and lava flows along the peninsula (Bellon et al., 2006). The lahar deposits are up to 40 m thick and largely consist of dense, blocky flows of very resistant, grey to brown, poorly-sorted and poorly-stratified, sand-sized andesitic detritus, with angular clasts up to 1m or more in diameter.



FIGURE 1. The study area along the western side of the La Paz Peninsula in southern Baja, Mexico.

#### **METHODS**

The morphology of 24 high-tidal notches was measured at 18 sites along the Peninsula using a laser distance meter (Kázmér and Taboroši, 2012). Steel wear pins were installed in the apex of each notch with their tops flush with the rock surface. Three shore platforms were surveyed and 36 transverse microerosion meter (TMEM) stations installed on the exposed northern tip of the peninsula. Erosional data were recorded at the beginning and end of a 2.5 year period.

A series of laboratory experiments was conducted on 78 rock samples extracted from inside the notches. The samples were placed in basins and elevated on plastic screens. To simulate infrequent immersion in the upper intertidal and lower supratidal zones, and to avoid accelerating the weathering processes, the samples were placed in either fresh or salt water for 1.5 hrs and then exposed and allowed to dry for either 1 or 2 weeks. The fresh water experiments were designed to isolate the effect of physical weathering by wetting and drying, and the salt water to evaluate the additional effect of salt and chemical weathering. The detached rock material at the bottom of the basins was collected each month on filter paper and then dried, and weighed, providing data on mean rates of breakdown for each water-treatment category. Upon completion of the experiments, each sample was oven dried and weighed to determine individual sample breakdown rates. The experiments ran for 17 months. Other samples were obtained from the notches and from the same rock above the notches for geochemical analysis, to identify any differences between the notched and notch-free samples in the degree or type of chemical weathering

#### RESULTS

There was a transition northwards along the peninsula, with increasing exposure, from notches at the foot of low cliffs, sometimes with rubble extending a few metres seawards, into notches fronted by shore platforms a few metres in width, and then, at the northwestern tip of the peninsula, into shore platforms backed by low cliffs with notches, and finally into wider shore platforms backed by rocky ramps sometimes covered by wind-blown sand (Fig. 2).

The deepest portion of the notches was between the neap and spring high tidal levels. They ranged in depth from 0.5 to 12 m and in height from 0.7 to almost 10 m. There was a general tendency for notch morphology to change with decreasing exposure to wave attack along the axes of two deep bays, Balandra and the Playa el Tesoro (Figs. 1 and 3). Although the relationship between notch height and distance from the open coast was significant ( $r^2 = 0.55$ ; p: 0.05), however, notch depth is time-dependent and the

relationships were not significant between notch depth or the notch height – depth ratio and the distance from the open coast. The highest notches usually faced the longest wave fetches, and almost all the lowest notches occurred in sheltered areas.



FIGURE 2. A deep notch and small stack in Balandra Bay and a shore platform backed by a shallow notch at 'platform 1'(see Fig. 1).

In the southern and central portions of the peninsula, shore platform surfaces are restricted to the base of the notches and they do not extend beyond the cliff face. The platforms became increasingly prominent towards the exposed northwest, ranging from about 10 to 30 m in width at the most southerly site (platform 1), where there was a notch at the foot of the cliff, to more than 50 m at the two more northerly sites (platforms 2 and 3) where notches were absent (Figs. 1 and 2). Mean rates of TMEM down wearing ranged from 0.14 - 0.42 mm yr<sup>-1</sup>, and there was a significant correlation ( $r^2 = 0.15$ ; p: 0.05) between the mean down wearing (surface lowering, usually in the vertical plane) rate at each station and its elevation. The lack of any noticeable surface lowering around the erosion pins suggested that erosion rates in the notches were less than about 1 mm yr<sup>-1</sup>.

The andesitic rock samples broke down much more rapidly in salt than in fresh water in the laboratory experiments; the mean rate of downwearing for all the samples was 1.80 mm yr<sup>-1</sup> in salt water and 0.39 mm

yr<sup>-1</sup> in fresh water. Breakdown was also generally faster for both water treatments when the rocks were exposed to the air for 1 rather than for 2 weeks. The preliminary results of geochemical analysis (which were ongoing at the time of writing) indicated that chemical weathering was of only minor importance in the development of the notches.



FIGURE 3. Examples of surveyed cliff notches in Balandra Bay.

#### DISCUSSION

The marked transition from well-defined notches in sheltered areas to shore platforms in exposed areas of the La Paz Peninsula is broadly similar to the exposuredriven transition in the limestones of Curaçao in the southern Caribbean (Focke, 1978). This suggests that variations in coastal exposure may be an even more critical factor in accounting for differences in coastal morphology in the weaker wave environments of tropical and subtropical regions than in the storm-wave dominated mid-latitudes. Shore platforms on the La Paz Peninsula usually develop through periodic collapse of notches at the cliff foot. In the southern, sheltered part of the study area, the entire foreshore consists of the interior floors of notches, which implies that the notches have been developing very slowly, without any collapse, since the sea reached its present level. In areas of greater exposure, especially further north, the floors of the notches continue seawards into narrow platforms extending several metres beyond the cliff face. The width of the platforms in these areas is several times greater than the depth of the notches, which suggests that notch formation has been more rapid than further south, and that there have been several phases of notch formation and collapse. In the northwest, which is much more exposed, there have been many phases of notch formation and collapse and the depth of the notch can be less than 1/20th of the width of the platform. Notches are absent in the

extreme northwestern part of the peninsula, where wave action is most effective, producing ramps at the cliff foot.

The lack of any visible microflora, or faunal borers or grazers in the notches, the chemical composition of the rock, and the absence of significant chemical changes (through geochemical analysis) indicate that, in contrast to many carbonate notches in warm seas, the La Paz notches cannot be attributed to bioerosion. chemical or biochemical dissolution. or bioconstructional protection. Sand and other abrasive material is absent at the cliff foot in many places, and the surface of the notches are generally rough and uneven, showing no sign of abrasion. Wave quarrying is also ineffective on most of the peninsula, particular in the deep bays and inlets. The laboratory experiments showed that rock breakdown was much faster in salt than in fresh water and the results of this work therefore suggest that the most likely mechanism for notch development in this area is salt weathering.

Estimated rates of uplift over the last 1000 years (about 0.12 to 0.15 mm yr<sup>-1</sup>) are generally lower than rates of shore platform down wearing measured with a TMEM in the field. These data, together with morphological evidence, suggest that coastal morphology is well adjusted to the present level of the sea. This is in contrast to the Jalisco coast in southwestern Mexico, where marine notches and shore platforms, 1 - 4.5 m above mean sea level, are indicative of tectonic uplift of about 3 mm yr<sup>-1</sup> over at least the last 1300 years (Ramırez-Herrera et al., 2004).

#### CONCLUSIONS

The main conclusion is that exposure to wave action plays a dominant role in explaining the transition from various types of cliff notches to narrow shore platforms on the La Paz Peninsula. Notches in this area are produced by salt weathering in sheltered areas and shore platforms in more exposed areas by wave quarrying and weathering.

#### REFERENCES

- Bellon, H., Aguillon-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bourgois, J. and Cotton J. (2006): La Purisima volcanic field, Baja California Sur (Mexico): Miocene to Quaternary volcanism related to subduction and opening of an asthenospheric window. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152: 253-272.
- Focke, J.W. (1978): Limestone cliff morphology on Curaçao (Netherlands Antilles), with special attention to the origin of the notches and vermetid/coralline algal surf benches ('cornices', 'trottoirs'). Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände 22: 329-349.

- Kázmér, M. and Taboroši, D. (2012): Rapid profiling of marine notches using a handheld laser distance meter. *Journal of Coastal Research*, 28: 964-969.
- Ramırez-Herrera, M.T., Kostoglodov, V. and Urrutia-Fucugauchi, J. (2004): Holocene-emerged notches and tectonic uplift along the Jalisco coast, southwest Mexico. *Geomorphology*, 58: 291-304.
- Stoddart, D.R. (1985): Hurricane effects on coral reefs. *Proceedings of the 5th International Coral Reef Congress, Tahiti*, 3: 349-350.
- Trenhaile, A.S. (1987): *The geomorphology of rock coasts*. Oxford University Press, Oxford, 384 p.
- Woodroffe, C.D., Stoddart, D.R., Harmon, R.S. and Spencer, T. (1983): Coastal morphology and Late Quaternary history, Cayman Islands, West Indies. *Quaternary Research*, 19: 64-84.

### Los fondos de la franja sublitoral de Chipiona (Cádiz, SO España)

Beds on the sublittoral area of Chipiona (Cadiz, SW Spain)

### J.A. Morales<sup>1</sup> y C. Lozano<sup>1</sup>

1 Universidad de Huelva, Dpto. Geología. Av. 3 de Marzo, s/n. 21007 Huelva, España. jmorales@uhu.es

**Resumen:** Durante el mes de julio de 2010, se llevó a cabo una campaña de prospección geofísica de la franja costera situada al suroeste de Chipiona (Cádiz) en el marco del desarrollo de un documental para National Geographic. El objetivo de esta campaña era la localización de un supuesto asentamiento humano desarrollado en una paleocosta actualmente sumergida. Sin embargo, los resultados de esta campaña acabaron ofreciendo evidencias de una formación geológica hasta ahora desconocida en este tramo del litoral gaditano, sin que apareciera ningún tipo de evidencia de acción humana en el área estudiada.

Los resultados de sonar de barrido lateral permitieron la realización de una cartografía de fondos y la delimitación de los afloramientos. El estudio de la disposición de los materiales y de las muestras tomadas durante diferentes inmersiones permitió identificar la presencia de facies compuestas por cuarzoarenitas y limolitas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. La organización tectónica de la unidad se corresponde con un sinforme con una traza axial N-S. De manera tentativa, fueron atribuuidos estos afloramientos a las unidades olistostrómicas del frente alpino de las Cordilleras Béticas, nutridas posiblemente a partir de las unidades flyschoides que afloran en el Campo de Gibraltar. Sobre ésta se disponen de forma discordante los materiales del Pleistoceno típicos del litoral de Cádiz (Roca ostionera) y los sedimentos sublitorales actuales.

Palabras clave: Exploración marina, sonar de barrido lateral, cuarzoarenitas, Mioceno Inferior.

**Abstract:** During July 2010 was developed a survey of exploration of the sublittoral coastline located southwest of Chipiona (Cádiz) within the framework of the play of a documentary for National Geographic. The studied zone is located 5-14 meters depth under the extreme low water level. The aim of this campaign was the location of a supposed human settlement developed in a now-submerged paleocoast, however, the results of this survey ended up providing evidence of a geologic formation unknown in this stretch of the Cadiz coast.

The results of side-scan sonar allowed the realization of a bed cartography and a delimitation of the outcrops. The study of the available materials and samples taken during different dives let identify the presence of a formation composed of quartzarenites and siltstones of the Lower Miocene with a synclyne morphology due to compressive movements and with evidence of a later extensional tectonics. Above this formation, Pleistocene materials typical of the coast of Cadiz (rock Oyster) and current sublittoral sediments are arranged in a discordant way.

The discovered formation presents a great similarity with the sandstone of Aljibe, unit that is present in the Southern province of Cadiz, within the framework of the Flysch units of the Campo de Gibraltar.

Key words: Marine exploration, Side-Scan Sonar, quartzarenite, Lower Miocene.

#### INTRODUCCIÓN

Durante el mes de julio de 2010, se llevó a cabo una campaña de prospección geofísica de la franja costera situada al suroeste de Chipiona (Cádiz) durante el desarrollo del rodaje del documental *"Finding Atlantis"*, dirigido por Graeme Ball y realizado por la productora *Associated Producers Ltd* para *National Geographic Society*. En el citado documental, se especulaba sobre la existencia de asentamientos humanos en esta franja litoral en un momento en el que el nivel del mar se encontraba en una posición inferior y donde la plataforma rocosa que se extiende entre Chipiona y Rota, situada actualmente entre los 5 y 10 m de profundidad (Fig. 1), se encontraría emergida ofreciendo un excelente marco geográfico para el

desarrollo de actividades de supervivencia en un entorno costero.

El documental plateaba además la posibilidad de que estos asentamientos estuvieran relacionados con otros situados bajo las marismas del Parque Nacional de Doñana y que ambos, en su conjunto, hubieran dado lugar a una base histórica del mito atlante. Sin embargo, las investigaciones realizadas no mostraron evidencia alguna de asentamiento humano, aunque contribuyeron a la localización de una formación rocosa que por sus características (estructuras primarias y tectónicas en general y, particularmente, el patrón de fracturación) podría fácilmente ser confundida con pavimentos, muros y escaleras de factura antrópica.



FIGURA 1. Localización del área de estudio en la zona sublitoral de Chipiona.

El objetivo de este trabajo es la descripción de esta formación geológica, su litología, edad, disposición estructural y los rasgos geomorfológicos resultantes de la acción conjunta de los procesos geológicos internos y externos sobre la misma.

#### METODOLOGÍA

En primer lugar, se realizó una campaña de sonar de barrido lateral destinada a la localización de anomalías de fondo que pudieran mostrar evidencias de factura antrópica. Esta campaña se realizó en un catamarán de 11 m de eslora y 8 m de manga, que ofrecía una amplia plataforma de trabajo para la instalación de equipos geofísicos y una buena estabilidad y gobernabilidad, condiciones necesarias para obtener un buen registro de sonar.

Esta campaña se diseñó mediante el trazado de trayectorias paralelas separadas entre sí 240 m. El registro se realizó abriendo las bandas de registro 150 m a ambos lados de la embarcación (Fig. 2), de tal forma que, posteriormente, se pudo montar un mosaico de imágenes con una superposición de 30 m entre registros sucesivos. El sonar de barrido lateral utilizado fue el sistema CM200 de C-MAX. Durante la campaña, el sistema de sonar estuvo conectado con un localizador GPS Garmin E-Trex vista, que ofrece un error máximo de 6 m, de forma que cualquier punto de los registros de sonar aparece geo-referenciado. Sobre estos registros se localizaron anomalías, entendiendo anomalías como áreas de geometría singular que las diferencia del entorno inmediato por su respuesta acústica.

En la posición de algunas anomalías se realizaron inmersiones con equipo autónomo de buceo y durante estas inmersiones se realizaron filmaciones, así como fotografías, mediciones de dirección y buzamiento de estratos y fracturas. También se tomaron muestras de rocas a partir de las cuales se realizaron láminas delgadas. La elaboración de mosaicos geo-referenciados de los registros de sonar de barrido lateral, contrastada con la información obtenida en las inmersiones, permitió la elaboración de una cartografía de fondos.



FIGURA 2. Trayectorias de navegación seguidas por la embarcación para la obtención de los registros de sonar de barrido lateral.

#### RESULTADOS

#### Tipos de fondo según su respuesta acústica

De acuerdo con el tipo de respuesta acústica recibida tras la reflexión de las ondas de sonar en el fondo, se han caracterizado tres tipos de fondo: fondos sedimentarios no consolidados, fondos rocosos de morfología irregular y fondos rocosos de morfología lineal.

Los fondos sedimentarios no consolidados corresponden a fondos de respuesta acústica de alta reflectividad, con patrones bastante regulares, aunque en ocasiones pueden distinguirse campos de formas de fondo (Fig. 3).

Los fondos rocosos de morfología irregular presentan una respuesta acústica de reflectividad intermedia y patrones muy irregulares, producto de la dispersión de los haces acústicos sobre una superficie muy rugosa. En esta respuesta acústica se pueden definir diferentes morfologías erosivas (Fig. 4).



FIGURA 3. Aspecto del registro de sonar de barrido lateral que presentan los fondos sedimentarios no consolidados.



FIGURA 4. Aspecto del registro de sonar de barrido lateral que presentan los fondos rocosos de morfología irregular.

Los fondos rocosos de morfología lineal se presentan de forma aislada, rodeados por cualquiera de los dos fondos anteriormente descritos. Su respuesta acústica es de muy alta reflectividad y normalmente presentan un relieve acusado, en forma de "muros lineales" que se elevan desde algunos decímetros a varios metros sobre el fondo que lo rodea (Fig. 5).



FIGURA 5. Aspecto del registro de sonar de barrido lateral que presentan los fondos rocosos de morfología lineal, rodeado por fondos sedimentarios no consolidados.

#### Descripción geológica de los fondos

Los tipos de fondos anteriormente descritos fueron estudiados de forma directa mediante inmersiones con

equipo autónomo a fin de identificar sus facies, así como su disposición, estructura y rasgos geomorfológicos visibles. De igual modo, se tomaron muestras significativas a fin de realizar estudios en láminas delgadas que pudieran completar su identificación.

Los fondos sedimentarios no consolidados resultaron ser de dos tipos. Aquéllos que en el registro presentaban un fondo plano estaban constituidos por arenas finas fangosas fuertemente bioturbadas por anélidos (Fig. 6A), mientras que los que presentan formas de fondo resultaron ser arenas medias compuestas fundamentalmente de cuarzo, aunque con abundantes fragmentos de conchas (Fig. 6B). Se trata de sedimentos actuales cuyos fondos aparecen en medios sedimentarios activos. Aparecen depositados de forma discordante sobre los otros tipos de fondo, a través de una superficie erosiva.



FIGURA 6. Aspecto en superficie de los fondos sedimentarios. A: Arenas finas fangosas bioturbadas por anélidos. B: Arenas medias con ripples de oscilación.

Los fondos rocosos irregulares están constituidos por una formación de areniscas cementadas con abundantes conchas y fragmentos de pectínidos, ostréidos y clastos centimétricos de cuarzo y cuarcita (Fig. 7). Estas rocas corresponden a facies ampliamente descritas en la literatura: la roca ostionera del Plio Pleistoceno de Cádiz (e.g. Mac-Pherson, 1873; Gutiérrez Mas et al., 1991). Su disposición es subhorizontal, con la superficie superior erosiva y altamente irregular, presentando morfologías en forma de cubetas de diferente tamaño, que están rellenas parcialmente por los materiales sedimentarios actuales. En los afloramientos sumergidos no se ha observado el muro.



FIGURA 7. Veril de roca ostionera en el que se observa su disposición subhorizontal.

El tercer tipo de fondo se presenta en forma de muros lineales que sobresalen del fondo de baja pendiente, o bien, en forma de pavimentos en el caso de que estos muros hayan sufrido vuelcos. Litológicamente se corresponde con una alternancia de limolitas y areniscas, en ambos casos con una tonalidad rojiza. Los estratos presentan una disposición muy verticalizada.

Con esta disposición, los estratos más resistentes presentan un relieve acusado y los de menor resistencia depresiones. Estas depresiones pueden estar parcialmente cubiertas en forma de discordancia angular y erosiva por los estratos subhorizontales de roca ostionera o por sedimentos recientes no consolidados.

En la cartografía realizada (Fig. 8), se aprecia cómo en el sector Sur de la zona de estudio la unidad describe un sinforme con un cierre periclinal en la parte más meridional de los afloramientos (Fig. 9), en cuyo flanco Oeste se han medido direcciones cercanas a N173°E, con buzamientos entre 85 y 70°E, mientras que en el flanco Este las direcciones se aproximan a N010°E con buzamientos entre 75 y 85°O. La línea de charnela del sinforme se orienta, pues, en dirección N04°O con una inclinación aproximada de 32° hacia el Norte.



FIGURA 8. Cartografía realizada en base al mosaico de registro de sonar de barrido lateral y reconocimiento directo durante inmersiones.



FIGURA 9. Charnela del sinforme en la zona Sur de la zona de estudio.

En la superficie de los estratos, se observan rasgos almohadillados que recuerdan la disposición del adoquinado de un muro (Fig. 10). Este tipo de forma se ha originado por la alteración superficial de un diaclasado ortogonal, que resulta, además, perpendicular a la superficie de estratificación, resultando un patrón regular en bloques cúbicos. Las medidas de estas dos familias de diaclasas son N81°E/85°S y N165°E/12°O.



FIGURA 10. Patrones característicos que se generan por alteración superficial del sistema de diaclasas ortogonales (fotografía de Sebastián Hernandis).

En lámina delgada, las areniscas están compuestas en más del 90% por granos de cuarzo muy redondeados, habiéndose observado en el techo de algunos estratos cuarzoareníticos una lámina compuesta por microfósiles, donde se presenta una asociación de foraminíferos en la que se han reconocido individuos de los géneros *Globigerina*, *Globigerinoides* y *Turborotalia*, asociación característica del Paleógeno Superior-Neógeno.

#### DISCUSIÓN

Los resultados han permitido identificar tres facies sedimentarias diferentes, depositadas en

momentos distintos de la historia geológica de este sector del borde orogénico de la cuenca del Guadalquivir. Las facies más recientes corresponden con los sedimentos actuales y con la roca ostionera del Plio-Pleistoceno del litoral de Cádiz, que han sido descritas en afloramientos de tierra del entorno inmediato a este sector costero. Sin embargo, las facies más antiguas no tienen ningún equivalente cercano dentro de la cuenca del Guadalquivir. Estas tres facies se encuentran separadas por discordancias angulares y erosivas, lo que implica que entre los diferentes depósitos se han producido movimientos tectónicos seguidos de periodos erosivos. especialmente entre las dos facies más antiguas. Cabe interpretar que los sedimentos más antiguos se deformaron, produciéndose pliegues con una directriz estructural N-S, acorde con el frente alpino del orógeno Bético-Rifeño en el Estrecho de Gibraltar, y posteriormente el desarrollo de deslizamientos gravitacionales acabaría emplazando tales rocas en la posición actual.

La disposición estructural de esta última formación hace que cualquier observador ajeno a la profesión geológica pudiera haberla confundido con elementos de factura antrópica, tales como muros, pavimentos o escaleras. Sin embargo, las directrices estructurales de la misma permiten descartar tal posibilidad. De cualquier modo, los bloques cúbicos delimitados por la fracturación ortogonal y la superficie de estratificación sí podrían haber sido utilizados por el hombre durante periodos de nivel del mar más bajo sin necesidad de una tecnología compleja.

El contenido fósil de las facies cuarzoareníticas parece indicar una edad finioligoceno, y el posterior plegamiento de los sedimentos sinorogénicos durante el Mioceno Inferior, de acuerdo con los datos de Berástegui et al. (1998) y Vera (2000) referidos a la geología regional. Por similitud composicional y de edad, estas facies podrían tener afinidad con las Areniscas del Aljibe que, aunque no han sido descritas en ningún área inmediata a la zona de estudio, afloran ampliamente unos 70 km al Sur de la misma, ya dentro del borde orogénico. Sin embargo, en las áreas donde esta unidad ha sido descrita no se han reconocido microfósiles en las mismas, una clara diferencia con las facies descritas en este trabajo.

Un interrogante que queda por resolver es la causa de la presencia de estas facies cuarzoareníticas en una zona tan septentrional, situada incluso por delante del frente Sub-bético en profundidad. La presencia en áreas más profundas de la plataforma continental de afloramientos relacionados con la denominada Cuña Bética (Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz), que incluye unidades de diferentes orígenes emplazadas tectónicamente en relación con el frente olistostrómico, parece sugerir que la posición actual de las facies cuarzoareníticas pudiera estar relacionada con el emplazamiento radial de unidades despegadas gravitacionalmente en la parte superior del prisma tectónico que se habría estructurado durante el Mioceno superior (cf. Flinch et al., 1996); Berástegui et al.,1998 y Medialdea, 2004).

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por Associated Producers Ltd. Las inmersiones no hubieran sido posibles sin la participación de Patricio Romero, Isidoro Aguado, Wladimir Blanco, Jesús Reales y, especialmente, de Sebastián Hernandis (Bluescreen) por sus fotografías submarinas.

La discusión con Agustín Martín Algarra y Francisco M. Alonso enriqueció notablemente la calidad del texto.

#### REFERENCIAS

Berástegui, X., Banks, C., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. y Fernández, M. (1998): Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. En: A. Mascle, C. Puigdefábregas, H:P. Luterbacher y M. Fernández (Eds.), Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. *Geological Society, Special Publication*, 134: 49-68.

- Flinch, J.F., Bally, A.W. y Wu, S. (1996): Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, 24: 67-70.
- 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. Servicios de Publicaciones, Universidad de Cádiz. 315 pp.
- Mac-Pherson, J. (1873): *Bosquejo Geológico de la Provincia de Cádiz*. Imprenta de la Revista Médica. Cádiz. 156 pp.
- Medialdea, T. (2004): Estructura y evolución tectónica del Golfo de Cádiz. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense. Madrid. 328 pp.
- Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Revista de la* Sociedad Geológica de España, 13: 345-373.

# Interacción entre el litoral y la plataforma continental interna en diferentes escalas temporales

Interaction between the coast and the inner continental shelf in different timescales

#### J. Alcántara-Carrió<sup>1</sup>, S. Albarracín<sup>1</sup>, Á. Fontán Bouzas<sup>1</sup>, I. Montoya<sup>2</sup>, G. Flor Blanco<sup>3</sup>, J. Rey Salgado<sup>4</sup> y M. Vela<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Experimentales. Instituto de Investigación en Medio Ambiente y Ciencia Marina. Universidad Católica de Valencia.

C/ Guillem de Castro 94. 46001 Valencia. España. javieralcantaracarrio@yahoo.es

<sup>2</sup> Dpto. de Oceanografía Física, Química e Geológica. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. Praza do Oceanográfico 191. São Paulo, Brasil, isa m m@yahoo.es

<sup>2</sup> Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. España. gfb@geol.uniovi.es

<sup>3</sup> ESGEMAR, Estudios geológicos marinos S.A. Local M5. Puerto de Málaga. 29001 Málaga. España. jjrey@esgemar.com

**Resumen:** El litoral y la plataforma continental interna son regiones marinas que suelen estudiarse por separado, si bien los procesos hidrográficos, el transporte de sedimentos y la morfología del relieve en ambas regiones están íntimamente relacionados, con múltiples interacciones entre ellos. Los estudios topo-batimétricos y de corrientes en las playas y plataforma al sur de Gran Canaria muestran cómo las corrientes y el flujo de sedimentos en la plataforma interna condicionan la dinámica sedimentaria de las playas. Por su parte, los perfiles sísmicos de alta resolución registrados en dicha plataforma continental insular y en la del golfo de Valencia muestran que el paleorrelieve previo, debido a procesos de origen continental o litoral, condiciona la rugosidad y morfología de la plataforma, lo que afecta a los procesos hidrográficos actuales y al relleno sedimentario de las plataformas insulares y continentales durante el Holoceno. De este modo, la evolución morfo-sedimentaria del litoral y la plataforma están también íntimamente relacionadas.

Palabras clave: plataforma interna, geomorfología, espesor de sedimentos, evolución costera, Cuaternario.

Abstract: Coastal and inner shelf marine areas are usually studied separately, although the hydrodynamics processes, sediment transport and relief morphology in both regions are closely related, with complex interactions between them. Topo-bathymetric and physical oceanographic surveys on south of Gran Canaria beaches and inner shelf show as sediment fluxes through inner shelf affect the sedimentary dynamics on beaches. Moreover, high resolution seismic profiles recorded in this insular shelf and the continental shelf of the gulf of Valencia show that previous paleo-relieves, determined by continental or coastal processes, influences the shelf roughness and morphology, which affects to present hydrographic processes and sedimentary thickness in the insular and continental shelves during the Holocene. Therefore, morpho-sedimentary evolution of the littoral and shelf are also closely related.

Key words: inner shelf, geomorphology, sediment thickness, coastal evolution, Quaternary.

#### INTRODUCCIÓN

La acción del oleaje y las mareas en el litoral está modulada por su interacción previa con el contorno batimétrico de la plataforma e, igualmente, la fricción con el fondo es fundamental para analizar las corrientes en la plataforma y el litoral. Por su parte, los aportes de sedimentos desde el litoral son determinantes para explicar el relleno sedimentario de la plataforma interna, existiendo estudios que documentan también el flujo de sedimentos desde la plataforma hacia la costa (Schwab et al., 2013). Por tanto, la combinación de la energía introducida desde la plataforma interna y las de aporte de sedimentos, provenientes tasas principalmente del litoral, determinan el balance sedimentario actual y la evolución geomorfológica de ambas unidades fisiográficas.

A una escala de tiempo mayor, las oscilaciones del nivel del mar producen una alternancia continua entre los medios litorales y de plataforma continental, de modo que no sólo la evolución del litoral está controlada por su evolución geomorfológica previa (Short, 2010), sino que también el relleno sedimentario de la plataforma es en buena parte resultado de procesos litorales previos. Consecuentemente, la morfología e hidrografía actuales, así como el relleno holoceno de la plataforma continental, están condicionados por la presencia previa en la misma zona de medios litorales plio-pleistocenos e, incluso, la formación, durante las épocas glaciales, de depósitos de materiales subaéreos (Barnhardt et al., 2009) y paleocanales (Putney et al., 2004), que influyen también en la fisiografía actual del litoral y la plataforma continental.

El desarrollo de nuevas técnicas de alta resolución topo-batimétricas en las últimas décadas ha permitido mejorar la caracterización y cuantificación de la actual dinámica sedimentaria de los medios litorales y determinar los flujos de sedimentos entre el litoral y la plataforma. De esta manera, es posible identificar, por ejemplo, los lugares que actúan como fuente-sumidero o cuáles son los factores más importantes que actúan como moduladores de un sistema sedimentario actual en continuo cambio o en aquéllos que presentan graves problemas de pérdidas de sedimentos (Fontán Bouzas et al., 2012).

A su vez, la combinación de dichas técnicas con las sísmicas de alta resolución ha permitido avanzar en la caracterización de la estratigrafía sísmica y determinar la potencia sedimentaria de los ambientes litorales y de la plataforma. Con dicho análisis estratigráfico, es posible deducir la evolución de los medios litorales en las actuales condiciones y a lo largo de todo el ciclo del nivel del mar (Barnhardt et al., 2009).

Este trabajo presenta los resultados de los estudios realizados sobre la interacción entre el litoral y la plataforma en dos regiones diferentes. La primera de ellas corresponde al sur de la isla de Gran Canaria (Archipiélago canario), caracterizada por la presencia del sistema sedimentario de Maspalomas, formado por un extenso campo de dunas activas, limitadas hacia el mar por las playas de Maspalomas y El Inglés, y los ambientes de plataforma somera asociados, de morfología irregular y extensión bastante reducida. El transporte eólico selectivo de arenas desde las playas, compuestas por fragmentos líticos de origen volcánico y bioclásticos marinos, ha dado lugar a dicho campo de dunas, que en la actualidad presenta una tendencia netamente erosiva.

La segunda de las zonas de estudio corresponde al Golfo de Valencia (margen ibérico del Mediterráneo Occidental), que se caracteriza por una plataforma de transición entre la extensa plataforma progradante del Ebro y la estrecha plataforma bética controlada por la neotectónica. El litoral del golfo de Valencia está dividido, debido a los promontorios del cabo de Cullera y el puerto de Valencia, en tres sectores diferentes, con presencia en cada uno de ellos de playas abiertas y lagunas costeras cerradas por barras arenosas y algunos sistemas dunares.

#### METODOLOGÍA

#### Batimetría y topografía

La morfología de las playas sumergidas y la plataforma insular interna en Maspalomas (sur de Gran Canaria) se ha obtenido mediante el análisis de una batimetría realizada con ecosonda multihaz. Los procesos de erosión y acumulación de sedimentos en las playas de Maspalomas y El Inglés se han monitorizados mediante levantamientos con GPS diferencial para la zona emergida e intermareal y levantamientos con ecosonda monohaz para la playa sumergida y la zona de plataforma interna, empleando una embarcación semirrígida.

Por su parte, la morfología de la plataforma continental interna del golfo de Valencia se ha obtenido mediante el análisis de levantamientos batimétricos realizados con ecosonda multihaz a bordo del buque oceanográfico García del Cid, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, empleando también el procesado de información batimétrica previa facilitada por el Ministerio de Medio Ambiente.



FIGURA 1. Modelo digital de terreno del sistema sedimentario de Maspalomas, Gran Canaria (Fontán Bouzas et al., 2013).

#### **Corrientes marinas**

Las componentes horizontales y vertical de las corrientes marinas han sido medidas en ambas regiones mediante un ADP de 1.000 kHz, a lo largo de secciones verticales orientadas perpendicularmente a las isobatas, a bordo de los buques ya citados y en las embarcaciones costeras Montenuevo y Tarroblanco.

#### Sísmica de reflexión

La estratigrafía del subsuelo marino y, por tanto, su evolución geomorfológica han sido deducidas a partir

de estudios sísmicos, realizados con un geopulse 205J, con un rango de frecuencias de 200-2.000 Hz. Con dicho equipo, se realizaron perfiles a lo largo de las plataformas interna y media en ambas zonas de estudio, en un rango batimétrico de 10 hasta 70 m de profundidad.

#### **Dataciones isotópicas**

Las muestras de rocas tomadas a profundidades de 20 y 25 m, a lo largo de la barrera identificada y cartografiada en el golfo de Valencia se han datado mediante <sup>14</sup>C en el laboratorio de Beta Analytic en Miami. Además, a estas muestras se les realizó un estudio de microfacies detallado mediante la observación de láminas delgadas en el microscopio petrográfico del Área de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

#### Interacción a corto plazo

La cuantificación de los cambios topo-batimétricos en el sur de Gran Canaria muestra cómo los procesos de erosión y sedimentación no se producen sólo en las playas de Maspalomas y El Inglés, sino también en la plataforma sumergida contigua. Así, el flujo de sedimentos supera la profundidad de cierre predicha por la expresión de Hallermaier (1981), que para el clima marítimo de la zona corresponde a 6,14 m de profundidad, ya que se observa un claro transporte transversal de sedimentos desde las playas hasta profundidades de más de 10 m, con cambios batimétricos importantes, incluso a profundidades mayores.



FIGURA 2. Localización de depósitos aluviales y volcánicos subyacentes por debajo de los depósitos sedimentarios del campo dunar de Maspalomas (Alcántara-Carrió et al., 2007).



FIGURA 3. Perfiles sísmicos e interpretación en la zona sumergida del sistema sedimentario de Maspalomas (Fontán Bouzas et al. 2013).



FIGURA 4. Topografía de la superficie del muro de arenas bajo los sedimentos actuales del conjunto de Maspalomas (Fontán Bouzas et al., 2013).



FIGURA 5. Mapa de espesor de sedimentos modernos, por encima del sustrato aluvial y volcánico, en las dunas, playas y plataforma proximal en Maspalomas.

Los volúmenes de sedimentos movilizados y erosionados en la plataforma insular sumergida superan claramente a los cambios volumétricos en la zona litoral. Las áreas de salida de sedimentos desde la plataforma hacia zonas más profundas se han identificado debido a la presencia de campos de megaripples en el borde de la plataforma interna.



FIGURA 6. Modelo digital del terreno de la plataforma continental interna del golfo de Valencia. La figura central delimita la barrera pleistocena y la inferior muestra el paleocauce del río Júcar, actualmente sumergido, así como la localización del perfil sísmico A-A' (Alcántara-Carrió et al., 2013).

Todo ello parece indicar que la tendencia erosiva actual de las playas de Maspalomas y El Inglés (Alcántara-Carrió y Fontán, 2009) está fuertemente influenciado o incluso controlado por un comportamiento erosivo también en la plataforma. Así, en un contexto erosivo en la plataforma difícilmente puede darse una tendencia de acumulación en las playas. Por tanto, el comportamiento sedimentario de las playas y plataforma resulta estar claramente relacionado.

El análisis de las corrientes medidas en dicha plataforma muestra la presencia de un giro en la zona distal al sur del área de estudio, debido a la presencia de un afloramiento rocoso. Estas corrientes marinas registradas en ausencia de temporales y dada la profundidad a la que afectan, parecen estar relacionadas con la entrada de la Corriente de Canarias en la plataforma. Las Islas Canarias modulan dicha corriente, produciendo intensos remolinos al sur de las islas (Mason, 2009). De igual modo, la presencia de esta plataforma insular somera al sur de la playa de Maspalomas, parece actuar como obstáculo batimétrico, produciendo el estrechamiento de las líneas de flujo e intensificando las corrientes sobre dicha plataforma.

#### Interacción a largo plazo

El modelo digital de elevación (DEM) del sistema sedimentario de Maspalomas (Fig. 1), obtenido a partir de datos topo-batimétricos, en combinación con perfiles geofísicos de las áreas emergida y sumergida, ha permitido deducir la evolución geomorfológica y determinar el espesor de sedimentos en el sistema. Así, mediante los perfiles sísmicos se ha podido localizar la superfície de las terrazas aluviales pleistocenas sobre las que se asientan los depósitos actuales del Holoceno para todo el sistema sedimentario actual de dunas, playas y depósitos sumergidos (Figs. 2 y 3).

Por tanto, la identificación de una terraza aluvial submarina, resultado de la actividad del barranco de Fataga (Fig. 3), ha permitido explicar que sea la causa de la mayor anchura de la plataforma insular al sur de la playa de Maspalomas, en contraste con la estrecha plataforma hacia el este de la playa de El Inglés y La Punta de la Bajeta, donde esta terraza aluvial no se encuentra tan desarrollada. El techo de estos depósitos aluviales (muro de la capa de arenas) es más superficial en las zonas hacia el Norte y Oeste del Sistema Sedimentario de Maspalomas, para las áreas tanto emergida como sumergida del complejo litoral (Fig. 4). La morfología de dicho sustrato aluvial está claramente correlacionada con el actual espesor de sedimentos en las dunas, playas y plataforma de cada uno de estos tres sectores (Fig. 5).

Consecuentemente, este estudio muestra que el relieve heredado condiciona no sólo la morfología actual, sino también los procesos hidrodinámicos (corrientes) actuales en la plataforma y las playas, influyendo también notablemente en la disponibilidad y transporte de sedimentos hacia las playas y dunas.



FIGURA 7. Relleno de paleocanales cortando la paleobarrera pleistocena del golfo de Valencia. Perfil sísmico A-A' (longitud 1969 m; UTM, WGS84, zona 30°N; Inicio: 4344410N, 742965E; Fin: 4343024N, 743716E, ver localización en la Fig. 6).



FIGURA 8. Presencia de paleobarras y lagunas costeras asociadas en la plataforma continental del golfo de Valencia (longitud 10096 m; UTM, WGS84, zona 30N; Inicio: 4358573N, 734269E; Fin: 4359457N, 744260E) según Albarracín et al. (2013).

Los estudios batimétricos realizados en la plataforma continental del golfo de Valencia muestran la presencia de una paleobarrera que aflora claramente del relleno sedimentario actual (Fig. 6), con más de 50 km de longitud y 2 km de anchura media (Alcántara-Carrió et al. 2013). Esta paleobarrera aflorante está surcada por dos paleocauces principales, frente a la Albufera de Valencia y el cabo de Cullera. Este último corresponde, por tanto, al paleocauce del río Júcar. Diversos perfiles sísmicos más profundos y paralelos a la barrera muestran el relleno actual de los paleocauces que la cortan (Fig. 7).

En el estudio de las microfacies sobre las láminas delgadas obtenidas de una roca calcárea tomada a 25 m de profundidad, sobre la superficie del paleocauce, se observan diferentes aspectos: una cristalización original en la matriz y una recristalización más moderna. La datación de la roca ha resultado de una edad de 21.090 a 20.440 cal. años BP (2 sigma calibrado, 95% de probabilidad) para la muestra en recristalización de la caliza wackestone, que la sitúa en una edad del estadio isotópico marino 2, el último

máximo glacial. Este estadio se corresponde a un nivel del mar, aproximadamente, 120 m por debajo del actual. Por tanto, asignando dicha edad a un ambiente fangoso continental depositado sobre el paleocauce incidido en la barrera, la edad de dicha barrera litoral debe ser más antigua, probablemente de edad Eemiense (Tirreniense).

El carácter relativamente somero de dicha barrera permite afirmar que modula la propagación del oleaje e, igualmente, se ha observado la formación de pequeñas corrientes verticales de ascenso asociadas a la misma, por un efecto topográfico similar al de un frente arrecifal, con posibles implicaciones a nivel local en la producción primaria. Por todo ello, se evidencia la influencia del paleorrelieve litoral sobre el relleno sedimentario, la morfología de la plataforma y sus procesos hidrodinámicos (oleaje y corrientes).

Los estudios sísmicos han revelado la presencia de numerosas paleobarras sumergidas y sus lagunas costeras asociadas, con una tendencia progradante para las más antiguas y retrogradante en el caso de las más modernas (Fig. 8). Estas paleobarras litorales, que alcanzan una potencia de decenas de metros (Albarracín et al., 2013), constituyen un importante paleorrelieve sobre el cual se ha producido el depósito de los sedimentos de plataforma holocenos.

#### CONCLUSIONES

La combinación del régimen hidrodinámico en la plataforma interna y las tasas de aporte de sedimentos desde el litoral determinan el balance sedimentario y la evolución geomorfológica de ambas regiones, estando fuertemente influenciados por la presencia de paleorrelieves.

Los estudios morfosedimentarios en el sur de Gran Canaria (Islas Canarias) muestran cómo la potencia sedimentaria de los ambientes costeros y de plataforma actuales está claramente relacionada con la presencia de terrazas aluviales subyacentes, existiendo además intensos flujos de sedimentos actuales entre los ambientes litorales y de plataforma, en función de dicha disponibilidad y el clima marítimo. Así, las corrientes y el flujo de sedimentos a través de la plataforma continental son fundamentales para determinar las tendencias de erosión y recuperación de las playas.

Los estudios geofísicos en la plataforma continental del golfo de Valencia (Mediterráneo Occidental) muestran cómo su relleno sedimentario cuaternario está constituido principalmente por sistemas litorales de isla barrera y laguna costera asociada, con tendencias desde progradantes a retrogradantes, según las variaciones del nivel relativo del mar. Estos depósitos litorales generados en el Pleistoceno, que están actualmente cementados, han condicionado la morfología de la plataforma y sus procesos hidrodinámicos a lo largo de todo el Holoceno.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto DERIVA (ref. CTM2009-09479, subprograma MAR), financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y avudas complementarias CTM2010-09488-E. las СТМ2010-11032-Е, ACOMP/2010/267 y ACOMP/2011/257 del Ministerio de Ciencia е Innovación y la Generalitat Valenciana. Gracias también, muy especialmente, a los participantes en las campañas oceanográficas y a la empresa ESGEMAR por la disponibilidad de sus equipos y personal en la realización de las campañas geofísicas.

#### 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). *Geo-Marine Letters*, 33 (2-3): 217-223.

- Alcántara-Carrió, J. y Fontán Bouzas, A. (2009): Factors controlling the morphodynamics and geomorphologic evolution of a cuspate foreland in a volcanic intraplate island (Maspalomas, Canary Islands). *Journal of Coastal Research*, S.I. 56: 683-687.
- Alcántara-Carrió, J., Albarracín, S., Montoya Montes, I., Flor-Blanco, G., Fontán-Bouzas, A. y Rey Salgado, J. (2013): An indurated Pleistocene coastal barrier on the inner shelf of the Gulf of Valencia (western Mediterranean): evidence for a prolonged relative sealevel stillstand. *Geo-Marine Letters*, 33 (2-3): 209-216.
- Alcántara-Carrió, J., Fontán Bouzas, A., Colliga, L., Álvarez, J.A., Poveda, J.M. y Peña, M.A. (2007): Determinación geofísica de la potencia de arena en el campo dunar de Maspalomas (S de Gran Canaria, Islas Canarias). In: J. Lario, P.G. Silva (Eds.). *Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario*. Asociación Española del Cuaternario (AEQUA). Ávila. Comunicaciones, 71-72.
- Barnhardt W.A., Andrews B.D., Ackerman S.D., Badwin W.E. y Hein C.J. (2009): High-Resolution Geologic Mapping of the Inner Continental Shelf: Cape Ann to Salisbury Beach, Massachusetts. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1373. 47 p. http://pubs.usgs.gov/of/2007/1373/.
- Fontán Bouzas, A., Alcántara-Carrió, J. y Correa, I.D. (2012): Combined erosion at the beaches and the inner shelf in short and medium term (Maspalomas, Canary Islands). *Geologica Acta*, 10(4): 411-426.
- Fontán Bouzas, A., Alcántara-Carrió, J., Montoya Montes, I., Barranco, A., Albarracín S., Rey Díaz de Rada, J. y 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.
- Hallermaier, R.J. (1981): A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4: 253-277.
- Mason, E. (2009): *High-resolution modelling of the Canary Basin oceanic circulation*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 235 pp.
- Putney, T.R., Katuna, M.P. y Harris, M.S., (2004): Subsurface stratigraphy and geomorphology of the Grand Strand, Georgetown and Horry Counties, South Carolina. *Southeastern Geology*, 42 (4): 217-236.
- Schwab, W.C., Baldwin, W.E., Hapke, C.J., Lentz, E.E., Gayes, P.T., Denny, J.F., List, J.H. y Warner, J.C. (2013): Geologic evidence for onshore sediment transport from the inner continental shelf: Fire Island, New York. *Journal of Coastal Research*, 29 (2) In press. DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-12-00160.1.
- Short, A.D. (2010): Role of geological inheritance in Australian beach morphodynamics. *Coastal Engineering*, 57 (2): 92-97.

# El Jurásico de la costa centro-oriental de Asturias. Un Monumento Natural de alto interés patrimonial

#### The Jurassic of the east-central coast of Asturias. A Natural Monument with high heritage interest

#### J. C. García-Ramos<sup>1</sup>

1 Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), 33328 Colunga (Asturias). jcgramos.muja@gmail.com

**Resumen:** Los acantilados con rocas jurásicas de la costa centro-oriental de Asturias, comprendida entre las localidades de Gijón y Ribadesella, han proporcionado, especialmente a lo largo de las últimas dos décadas, un abundante y variado material paleontológico, tanto de vertebrados como de invertebrados. De todo el conjunto destacan las huellas de dinosaurios y de otros reptiles como tortugas, cocodrilos, pterosaurios y lagartos por lo que el Gobierno del Principado de Asturias ha decido incluir estos yacimientos dentro de la figura de Monumento Natural, dado su elevado valor patrimonial.

La excelente preservación de las rocas jurásicas a lo largo de esta franja litoral ha proporcionado una información abundante de carácter estratigráfico y sedimentológico, que ha permitido una reconstrucción muy precisa del paisaje y los ecosistemas de la época.

En este trabajo, se contemplan además aquellos aspectos geomorfológicos más destacados de este tramo litoral. Entre ellos se hace especial énfasis en el control tectónico de perfil del acantilado, la dinámica de este último en función de la litología y de los agentes atmosféricos y los procesos alterológicos más notables que afectan a estas rocas.

Palabras clave: Jurásico, acantilados, geomorfología, huellas de dinosaurios, Asturias.

**Abstract:** The Jurassic succession along the sea-cliffs between Gijon and Ribadesella localities have provided in the last years abundant and diverse palaeontological remains both vertebrates and invertebrates. As a whole the main highlighted fossil content are the dinosaur and other reptile tracks (ie: turtles, crocodyles, pterosaurs and lizards). The Government of Asturias declared these dinosaur tracksites as Natural Monument in 2001.

The well preserved Jurassic outcrops on the sea-cliffs facilitates the stratigraphic and sedimentologic studies allowing to the palaeoenvironmental reconstruction mainly the contemporaneous landscapes and ecosystems.

This work includes also the main geomorphological traits controlling this littoral profile, enhancing the tectonic and lithologic influences in it, as well as the main weathering processes affecting the Jurassic outcrops.

Key words: Jurassic, sea-cliffs, geomorphology, dinosaur tracks, Asturias.

#### INTRODUCCIÓN AL JURÁSICO DE ASTURIAS

Principado de Asturias, Dentro del afloramientos más espectaculares y mejor conservados de rocas jurásicas se extienden de forma prácticamente continua a lo largo de una estrecha franja litoral "Costa de los Dinosaurios", conocida como comprendida entre el Cabo Torres, en Gijón, y la playa de Arra, situada a unos dos kilómetros al este de Ribadesella (Fig. 1). Estos afloramientos del Jurásico forman parte de la denominada Cuenca de Gijón-Villaviciosa (Ramírez del Pozo, 1969), cuyo extremo occidental está representado por la falla de Veriña, a unos pocos kilómetros al oeste de Gijón, y el oriental por la falla de Ribadesella, coincidiendo allí con la playa de Arra.

Las rocas del Jurásico de Asturias se agrupan en dos unidades litológicas de orden mayor (Valenzuela et al., 1986). El inferior está constituido eminentemente por rocas carbonatadas de origen litoral (Formación Gijón) y marino abierto (Formación Rodiles). El superior consta, principalmente, de rocas silíceas de origen continental (abanico aluvial y fluvial), Formaciones La Ñora y Vega, y marino restringido (lagoon de plataforma) y costero (deltaico), representados por las Formaciones Tereñes y Lastres, respectivamente (García-Ramos et al., 2006b; Fig. 2).

El registro jurásico de Asturias se inicia con una sucesión de calizas, dolomías y margas (Formación Gijón; Fig. 3), que se originaron en una costa baja e irregular, rica en fangos carbonatados y evaporitas (*sabkha*). Entre estas litologías, se encuentran además algunos intervalos de espesor métrico, constituidos por brechas calcáreas. Su origen está relacionado con procesos de disolución de capas de yesos intercaladas entre las calizas muy fracturadas, lo que provoca la fragmentación y el colapso de éstas, generando acumulaciones estratiformes de carácter brechoide que, en los actuales afloramientos, muestran aspecto de carniolas.



FIGURA 1. Mapa geológico simplificado de la costa centro-oriental asturiana (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995b) ligeramente modificado.

Posteriormente, el ascenso paulatino del nivel marino hizo que gran parte de la región quedase sumergida bajo un mar abierto, con una profundidad que en algunos momentos debió de rebasar los 100 m. La Formación Rodiles tiene dos partes claramente diferenciadas: los primeros metros están constituidos por calizas nodulosas con algunos niveles muy finos de margas, representando la parte proximal de una rampa carbonatada; en el resto, las capas de calizas y margas presentan una geometría tabular adquiriendo un carácter rítmico que representa la parte media y externa de la rampa (García-Ramos y Piñuela, 2010).

A comienzos del Jurásico Superior, tuvo lugar un cambio drástico en el paisaje como consecuencia de la actividad de diversas fallas dentro de un régimen distensivo, que condujo, en último término, a una elevación y emersión de parte del territorio. Como consecuencia de esta actividad tectónica, el mar, que cubría hasta entonces buena parte de Asturias durante el Jurásico Inferior y Medio, se retiró bruscamente, dando paso a nuevas zonas litorales y a territorios emergidos que pronto iban a ser colonizados por dinosaurios y otros vertebrados coetáneos, como tortugas, cocodrilos, lagartos, peces, reptiles voladores, etc. La edad más reciente de la sucesión carbonatada marina truncada erosivamente por los materiales terrígenos del Jurásico Superior, que rellenan una discordancia con paleorrelieve, es Bajociense Inferior (Suárez Vega, 1974).

Esta actividad tectónica, controlada por fracturas distensivas, representaba los primeros estadios de una etapa de rifting, que iba a alcanzar su culminación durante el Cretácico Inferior. Como consecuencia de la misma, se generó un acusado relieve en el suroeste de la región, dentro de la denominada Zona Asturoccidental-leonesa, cuya erosión proporcionaría los primeros aportes de material terrígeno a la cuenca.

Una vez emergidas las sucesiones carbonatadas de origen marino del Jurásico Inferior, tuvo lugar un proceso de carstificación de las mismas, que se tradujo en la formación de arcillas de descalcificación, brechas de colapso y paleovalles excavados en las rocas calcáreas.

Poco después comenzarían a llegar hasta el oriente de la región los primeros materiales terrígenos (gravas y arenas) de origen aluvial, procedentes de la erosión del relieve recién creado, que rellenaron inicialmente los paleovalles y las cavidades cársticas hasta su colmatación.

Las espesas sucesiones, de hasta 60 m de potencia, formadas mayoritariamente por conglomerados silíceos con intercalaciones menores de areniscas y de lutitas rojas con paleosuelos calcáreos, ordenadas verticalmente en ciclos grano y estratodecrecientes de espesor métrico, constituyen la Formación La Ñora de origen aluvial.



FIGURA 2. Columnas estratigráficas representativas del Jurásico asturiano (sin escala) de los sectores Gijón-Oles y Tazones-Ribadesella (García-Ramos et al., 2006b, parcialmente modificada).

Estos materiales pasan lateralmente hacia el noreste a alternancias de areniscas blancas, grises y rojizas con lutitas rojas y algunos lechos conglomeráticos (Formación Vega), igualmente ordenadas en ciclos grano y estratodecrecientes, dentro de un gran ciclo mayor del mismo carácter. Representaron depósitos fluviales, formados por cauces efímeros de alta sinuosidad y separados entre sí por áreas entre canales con paleosuelos calcimorfos (caliches) y lagunas esporádicas sometidos a una elevada actividad microbiana, que dieron lugar a calizas micríticas grises con oncoides. Dichas lagunas estaban parcialmente alimentadas por diversos manantiales de agua dulce rica en Ca CO<sub>3</sub>, procedentes de zonas de fractura que hicieron aflorar en superficie las calizas y dolomías del Jurásico Inferior y Medio (García-Ramos et al., 2010).

Un nuevo ascenso del nivel del mar permitirá retroceder hacia el continente la línea de costa, que se situará ahora en el interior del territorio, que hoy ocupa Asturias, con un trazado noroeste-sureste, bastante diferente al actual. Por delante de dicha costa, apenas influenciada por las mareas y por el oleaje, salvo durante ocasionales tempestades, se instala un mar restringido y somero, separado del océano por un umbral o barrera de origen tectónico, que impide la entrada de fauna marina desde el exterior. En el fondo de dicho mar, se acumuló una espesa sucesión de fangos calcáreos oscuros ricos en materia orgánica y faunas de invertebrados de aguas salobres (bivalvos, gasterópodos, ostrácodos), ahora convertidas en acumulaciones lumaquélicas (Formación Tereñes). Ese mar servía de refugio, además, a multitud de cocodrilos, tortugas y peces.



FIGURA 3. Aspecto general de las calizas y dolomías de la Formación Gijón afectadas por varios sistemas de diaclasas. Acantilados de El Rinconín al E de Gijón.

La costa, surcada por pequeños deltas de dominio fluvial que aportaban arena a la misma, era visitada con frecuencia por dinosaurios y otros reptiles de la época, que dejaron sus huellas sobre el sedimento. Las alternancias de lutitas, margas y areniscas, acumuladas en la antigua franja litoral, constituyen hoy la unidad litoestratigráfica conocida como Formación Lastres, con la que culmina la sucesión jurásica en la región.

### ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

#### El perfil del acantilado

El perfil del acantilado con rocas jurásicas del área centro-oriental de Asturias muestra una dirección dominante E-O con tramos locales de orientación NO-SE (sector de la playa de La Griega-Cabo Lastres).

La dirección E-O estuvo controlada por la actividad del rifting mesozoico, especialmente durante una de las etapas álgidas del mismo en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Estas fracturas fueron a su vez reactivadas como fallas inversas durante la compresión alpina que tuvo lugar en el Terciario (Gallastegui, 2000; Alonso et al., 2007 y 2009).

Los límites, occidental y oriental, de los afloramientos jurásicos de la costa asturiana coinciden como se ha indicado anteriormente con las fallas de Veriña y de Ribadesella.

La falla de Veriña, situada inmediatamente al O de Gijón y de trazado NE-SO, pone en contacto las series jurásicas con las cuarcitas ordovícicas de la Fm. Barrios que constituyen allí el Cabo Torres. Se trata de un cabalgamiento varisco, reactivado primero durante el rifting del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y más tarde durante la compresión alpina.

La playa de Arra, situada a menos de 2 km al E de la localidad de Ribadesella, tiene un interés geológico extraordinario, debido al paso por la misma de una importante fractura vertical (la falla de Ribadesella), de trazado E-O, que pone en contacto allí los afloramientos jurásicos más orientales con las calizas carboníferas. Esta fractura, desarrollada inicialmente en el Cretácico, permitió la conservación de la sucesión jurásica en el bloque hundido septentrional. Posteriormente, actuó de nuevo en el Paleógeno como falla inversa durante la etapa compresiva alpina, plegando y fracturando intensamente las rocas jurásicas, más plásticas (Fig. 4), en las proximidades del contacto con las calizas carboníferas, mucho más resistentes y homogéneas (García-Ramos y Gutiérrez-Claverol, 1995 a y b; García-Ramos et al., 2002, 2006 a y b; Alonso et al., 2009).



FIGURA 4. Alternancias de calizas y margas intensamente deformadas de la Formación Tereñes en los acantilados de la playa de Arra, en las proximidades de la falla de Ribadesella.

La falla de Ribadesella tiene también en este entorno un importante significado geomorfológico, dado que genera un cambio radical en la composición y estructura de las rocas del acantilado. A partir del borde oriental de la playa, el talud, desarrollado a expensas de la caliza de edad carbonífera, adopta una disposición totalmente vertical, desapareciendo a su vez las acumulaciones de derrubios a su pie, lo que impide el tránsito por su base (Fig. 5).

Los procesos de desprendimiento desde lo alto del acantilado están muy limitados aquí, al contrario de lo que ocurre con las rocas jurásicas del extremo oeste de la playa, debido a la relativa estabilidad y homogeneidad de la caliza paleozoica. Sin embargo, esta última se ve afectada por un proceso de desgaste en su base, debido al impacto directo de las olas sobre la misma, al no estar protegida por una barrera de bloques de desprendimiento, como es habitual en los acantilados jurásicos.



FIGURA 5. Vista parcial de los acantilados de Arra; en primer término las alternancias de calizas y margas de la Formación Tereñes; al fondo el farallón formado por las calizas carboníferas, al otro lado de la falla de Ribadesella de trazado E-O. Foto: José María Fernández Díaz-Formentí.

Las fallas normales de orientación NO-SE, como las que determinan el perfil del tramo de costa comprendido entre la playa de La Griega y el Cabo Lastres, están en relación también con la etapa de extensión mesozoica (Uzkeda et al., 2010).

Por último, algunas playas del entorno, asociadas a la desembocadura de pequeños cursos de agua, como las de La Ñora, Rodiles, Tazones o La Griega, están relacionadas con procesos intensivos de erosión diferencial determinados por fallas menores con un predominio de la orientación NE-SO. Algunas de ellas, como la falla de Villaviciosa, coinciden con el trazado de un antiguo cabalgamiento varisco (Navarro Vázquez et al., 1988), reactivado posteriormente durante el Pérmico como falla normal (Lepvrier y Martínez-García, 1990) y, más tarde de nuevo, durante la extensión mesozoica con retoques menores a lo largo de la compresión alpina (Uzqueda et al., 2013).

#### La dinámica del acantilado

El grado de actividad del mismo viene controlado por la composición litológica y su mayor o menor homogeneidad así como por la tectónica.

Las rocas calcáreas (calizas, dolomías y brechas) de la Formación Gijón, afectadas por una compleja red de fallas y diaclasas, así como por procesos de karstificación, tienden a liberar grandes bloques al pie del acantilado (ej: alrededores de Gijón, acantilados de Huerres E, La Isla, Caravia).

Las alternancias rítmicas de calizas y margas (Formación Rodiles) proporcionan una notable cantidad de derrubios al pie de acantilado, pero éstos son fácilmente erosionados por el oleaje. Este último disgrega las margas, liberando los estratos diaclasados de caliza que tienden a generar playas de cantos en un plazo relativamente corto (ej: playas de Peñarrubia, Serín, Rodiles, sector oriental de la de Vega, y acantilados de Huerres O).

Los tramos acantilados con rocas del Jurásico Superior, en particular las pertenecientes a las Formaciones Vega y Lastres, son con diferencia los más inestables y aportan mayor volumen de material lítico (bloques y cantos) al pie del acantilado, permitiendo en la mayoría de los casos el tránsito a pie a lo largo del mismo, incluso durante las pleamares (Fig. 6).



FIGURA 6. Vista general de uno de los afloramientos de areniscas y margas de la Formación Lastres en los acantilados de Argüero. Véase la gran acumulación de bloques de arenisca a su pie. Foto: José María Fernández Díaz-Formentí.

El carácter litológico contrastado y alternante de buena parte de las rocas del Jurásico Superior: estratos duros de areniscas, muy fracturados y/o diaclasados, como consecuencia de los procesos distensivos del Jurásico-Cretácico Inferior, sumados a los de la fase compresiva del Terciario, separados por margas blandas que se reblandecen aún más, haciéndose plásticas con el agua de lluvia, libera una gran cantidad de bloques del frente acantilado, facilitando un retroceso notable del mismo. A juzgar por el enorme volumen de rocas acumuladas en estos tramos de costa, mayoritarios en todo el sector con afloramientos jurásicos, se puede decir que constituyen los acantilados más activos de la región.

La mayor proporción de aportes de bloques al pie del acantilado tiene lugar durante etapas cortas de lluvias torrenciales, o bien a lo largo de períodos algo más prolongados, pero continuos de menor intensidad pluvial. En estos casos, se generan rápidamente coladas de barro y rocas, o bien desprendimientos de bloques, dependiendo respectivamente de la menor o mayor pendiente del frente acantilado.

#### Alterabilidad de las rocas jurásicas

Los procesos de alteración, que afectan a las rocas jurásicas del acantilado, dependen fundamentalmente de la composición litológica, del buzamiento de los estratos y del mayor o menor grado de fracturación.

#### Series carbonatadas del Jurásico Inferior y Medio

En el caso de las calizas, dolomías y brechas calcáreas de la Formación Gijón, el proceso principal es la karstificación. En particular, algunos niveles representan buenos acuíferos (González Fernández et al., 2006). En las alternancias rítmicas de calizas y margas grisáceas (Formación Rodiles), el proceso más común es la erosión diferencial entre ambas litologías, destacando los estratos de caliza que dan resaltes respecto a los interestratos margosos, más afectados por la erosión. Además, la meteorización prolongada tiende a generar límites caliza-marga muy netos (Fig. 7), cuando la realidad es que los tránsitos entre una y otra litología son, por lo general, más graduales, como se puede apreciar en afloramientos recientes o en testigos de sondeo.

En algunos casos, la presencia de fracturas atravesando estas alternancias, permite la circulación a su través de aguas meteóricas ácidas que disuelven selectivamente parte de los estratos de caliza que muestran en ese caso numerosas cavidades de contornos ovalados (Fig. 8).

Muy localmente, se aprecia que las margas de estas alternancias, por alteración, pierden su color grisáceo inicial, pasando a adoptar tonalidades beiges e incluso pardo-amarillentas si el proceso es más intenso. No obstante, este cambio de tonalidad se da con más frecuencia en las series del interior más estables que en la propia costa.

Además de los procesos de alteración recientes, algunas de estas sucesiones rítmicas de marga-caliza, muestran paleoalteraciones intrajurásicas o posteriores. Tal es el caso de fenómenos generalizados de rubefacción en las mismas (ej: series de El Puntal, Rodiles o Lastres) o de decoloración parcial, dando un aspecto final abigarrado (ej: emersión intrajurásica y formación de paleosuelos de tipo caliche).

#### Series dominantemente silíceas del Jurásico Superior

Los procesos de alteración más característicos aquí son los que afectan a algunos cuerpos areniscosos de la Formación Lastres.



FIGURA 7. Alternancias de calizas y margas marinas de la Formación Rodiles (Miembro Santa Mera) en la sección de playa de Vega (Ribadesella).



FIGURA 8. Procesos de disolución selectiva en estratos de caliza del Sinemuriense, pertenecientes a la serie rítmica margo-calcárea de la Formación Rodiles. Acantilados del extremo O de la ensenada de La Conejera (Villaviciosa).

Algunas de estas areniscas jurásicas del frente acantilado o de los bloques desprendidos del mismo, sometidas a menudo a la acción de fuertes vientos cargados de humedad y sales marinas, muestran con cierta frecuencia fenómenos de meteorización alveolar (Fig. 9). Esta última se desarrolla con mayor rapidez en los bancos de areniscas arcillosas que en los de cuarzoarenitas.



FIGURA 9. Banco de arenisca de la Formación Lastres en Tazones (Villaviciosa) afectado por un proceso avanzado de alveolización.

Otro fenómeno alterológico, frecuente en aquellos cuerpos de arenisca con cemento heterogéneo de cuarzo y de calcita ferrosa, es la aparición de anillos y bandas de Liesegang, cuya formación viene favorecida por la infiltración de aguas meteóricas a través de fallas, diaclasas y planos de estratificación (Fig. 10).



FIGURA 10. Anillos de Liesegang en un bloque suelto de arenisca de La Formación Lastres. Acantilados Lastres (Colunga). Nótese la influencia de las diaclasas en el progreso de la alteración.

Estas estructuras se dan preferentemente en la zona más superior del acantilado, situada inmediatamente por debajo de la cubierta vegetal, que aporta aguas ácidas ricas en humus capaces de oxidar progresivamente el cemento de calcita ferrosa; en este proceso se liberan óxidos e hidróxidos de hierro, que imparten una tonalidad final beige o pardo-amarillenta a la arenisca, muy apreciada en el mercado de las rocas ornamentales (Fig. 11).


FIGURA 11. Acantilados de La Tuerva (Villaviciosa) mostrando en su parte superior una banda de alteración de tonos pardoamarillentos que afecta a las areniscas de la Formación Lastres.

Muchos edificios antiguos, desde iglesias prerománicas y románicas a otras construcciones civiles medievales de la zona de la marina costera centrooriental de Asturias (desde Gijón a Ribadesella) han utilizado con profusión sillares de esta variedad de arenisca de la Formación Lastres.

#### **CONTENIDO PALEONTOLÓGICO**

De entre el abundante y variado material paleontológico obtenido a lo largo de esta franja litoral, de unos 60 km de longitud y declarada Monumento Natural en 2001 por el Gobierno del Principado de Asturias, cabe destacar las huellas de vertebrados, tanto por su elevado número y variedad morfológica, como por el excelente estado de conservación que muestran muchas de ellas. Los estudios llevados a cabo en base a dichos hallazgos permiten constatar que Asturias estuvo poblada durante el Jurásico por los principales grupos de dinosaurios de la época: terópodos, saurópodos, ornitópodos y tireóforos. Las icnitas de los mismos permiten reconocer no solo su presencia en este territorio, sino diversas pautas acerca de su comportamiento. En base a su estudio se sabe, por ejemplo, que:

- Algunos ornitópodos se desplazaban juntos en un pequeño grupo, mostrando evidencias de gregarismo (Piñuela et al., 2002; Fig. 12).
- El comportamiento de los dinosaurios terópodos, que caminaban sobre un terreno fangoso, era distinto según el contenido en agua del mismo y por lo tanto de su grado de consolidación. Estas diferencias, que se traducen en la forma de extraer los pies del barro (hacia delante o hacia atrás), como se deduce del trazado que dejaron en él las escamas de la piel, reflejan una estrategia deliberada de ahorro energético (Avanzini et al., 2012).



FIGURA 12. Rastros paralelos debidos al paso de dinosaurios ornitópodos, que evidencian un comportamiento gregario de los mismos. Acantilados de Tereñes (Ribadesella).



FIGURA 13. Recreación de un terópodo al acecho de un grupo de saurópodos a salvo del depredador internándose en una zona de marisma dentro del antiguo sistema deltaico representado ahora por la Formación Lastres. Ilustración: Arturo de Miguel.

- Los grandes cuadrúpedos, como los saurópodos, buscaban refugio en las zonas pantanosas para eludir así el ataque de sus depredadores naturales, los terópodos. Estos últimos, dada su condición bípeda, corrían un mayor riesgo de quedar atrapados en las ciénagas profundas por lo que evitaban en lo posible aventurarse en ellas (García-Ramos et al., 2002; Fig. 13).
- Las enormes huellas de saurópodo de la playa de La Griega en Colunga, de hasta 1,25 m de diámetro, prueban que en aquella época algunas variedades de este grupo de dinosaurios llegaron a alcanzar dimensiones colosales (Lockley et al., 2007; Fig. 14). Hasta la fecha, no se conoce aún ningún esqueleto de dinosaurio de esas proporciones.
- Las icnitas de estegosaurios, muy escasas en todo el mundo, son sin embargo frecuentes en la franja litoral de Asturias (Fig. 15A). De hecho, el Museo del Jurásico conserva la mayor colección de huellas de este grupo de dinosaurios cuadrúpedos.
- Además de las huellas de dinosaurios, han aparecido numerosas icnitas de otros reptiles, muy abundantes también en aquella época, tales como lagartos, única evidencia en el registro fósil para el Jurásico Superior, cocodrilos, tortugas y pterosaurios (reptiles voladores). De estos últimos cuyas huellas constituyen, a juzgar por su número y calidad de preservación, uno de los mejores yacimientos conocidos del Jurásico; algunos ejemplares conservan incluso las impresiones de la piel (García-Ramos et al., 2000; Fig. 15B).



FIGURA 14. Rastros de pisadas de dinosaurios cuadrúpedos de desigual tamaño en el yacimiento de la playa de La Griega (Colunga). Nótese el enorme diámetro de las icnitas de los pies del saurópodo. Las flechas indican las direcciones de desplazamiento de ambos reptiles.



FIGURA 15. A) Rastro de estegosaurio en los acantilados al oeste de la playa de Merón (Villaviciosa). B) Detalle de la huella del pie (contramolde) de un reptil volador (pterosaurio) de 18 cm de longitud mostrando las impresiones de la piel. Acantilados de Tazones (Villaviciosa).

La colección de huellas de dinosaurios del Museo del Jurásico de Asturias (MUJA) es la tercera del mundo en cuanto a número de ejemplares, diversidad y calidad de conservación, por detrás de la del "Dinosaur Tracks Museum" de la Universidad de Colorado en Denver y de la del "Beneski Museum of Natural History" en el Amherst College de Massachusetts.



FIGURA 16. Huesos dispersos de un ejemplar juvenil de plesiosaurio (Bardet et al., 2008). Formación Rodiles. Acantilados de Santa Mera (Villaviciosa).

Aunque menos frecuente, el registro óseo, tanto de vertebrados terrestres como marinos, confirma la presencia de los principales grupos de dinosaurios a través de múltiples fragmentos de los mismos, junto con los de cocodrilos, tortugas y peces. Los esqueletos más completos de reptiles marinos (plesiosaurios e ictiosaurios, Figs. 16 y 17) de la Península Ibérica a nivel de Jurásico fueron recuperados de los acantilados asturianos, concretamente en los del municipio de Villaviciosa dentro de las alternancias rítmicas de calizas y margas de la Formación Rodiles.

#### AGRADECIMIENTOS

Al Comité Organizador de las *VII Jornadas de Geomorfología Litoral* por su invitación a impartir la conferencia cuyo resumen se recoge en estas páginas.

#### REFERENCIAS

Avanzini, M. Piñuela, L. y García-Ramos, J.C. (2012): Late Jurassic footprints reveal walking kinematics of theropod dinosaurs. *Lethaia*, 45: 238-252.



FIGURA 17. Esqueleto parcial, totalmente desarticulado, de un ictiosaurio procedente de las alternancias de marga-caliza del Pliensbachiense al E de la Punta de Rodiles (Villaviciosa).

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A y Pedreira, D. (2007): El relieve de la Cordillera Cantábrica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15(2): 151-163.
- Alonso, J.L., Gallastegui, J., García-Ramos, J.C. y Poblet, J. (2009): Estructuras mesozoicas y cenozoicas relacionadas con la apertura y cierre parcial del Golfo de Vizcaya (Zona cantábrica-Asturias). 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico. Guía de Campo, Oviedo, 18 p.
- Bardet, N., Fernández, M., García-Ramos, J.C., Pereda Suberbiola, X., Piñuela, L., Ruiz-Omeñaca, J.I. y Vincent, P. (2008): A juvenile plesiosaur from the Pliensbachian (Lower Jurassic) of Asturias, Spain. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28: 258-263.
- Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 22: 9-234.
- García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Claverol, M. (1995a): La cobertera mesozoico-terciaria. En: *Geología de Asturias* (C. Aramburu y F. Bastida, eds.), Editorial Trea, Gijón, 81-94.
- García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Claverol, M. (1995b): La geología de la franja costera oriental de Asturias y de la depresión prelitoral de Oviedo-Cangas de Onís. En: *Geología de Asturias* (C. Aramburu y F. Bastida, eds.), Editorial Trea, Gijón, 247-258.
- García-Ramos, J.C. y Piñuela, L. 2010. La ritmita de calizas y margas del Pliensbachiense. En: V Congreso del Jurásico de España. Guía de la excursión A (J.C. García-Ramos, Coord.), 10-18.
- García-Ramos, J.C., Alonso, J.L. y Piñuela, L. (2006a): La Falla de Ribadesella (Asturias): valor didáctico y patrimonial. En: *VII Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico*. Comunicaciones, 19.

- García-Ramos, J.C., Lires, J. y Piñuela, L. (2002): *Dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias.* La Voz de Asturias, Lugones, Asturias, 204 p.
- García-Ramos, J.C., Piñuela, L. y Lires, J. (2002): Comportamiento gregario de ornitópodos en el Jurásico de Asturias. En: Congreso Internacional sobre Dinosaurios y otros Reptiles Mesozoicos. Comunicaciones (F. Perez-Lorente, Coord.), 21-40.
- García-Ramos, J.C., Piñuela, L. y Lires, J. (2006b): *Atlas del Jurásico de Asturias*. Ediciones Nobel, Oviedo, 225 p.
- García-Ramos, J. C., Piñuela, L., Lires, J. y Fernández, L. A. (2000): Icnitas de reptiles voladores (pterosaurios) con impresiones de la piel en el Jurásico Superior de Asturias (N de España). XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Comunicaciones, 87-88.
- García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Uzkeda, H., Poblet, J. Bulnes, M., Alonso. J.L. y Suárez-Vega, L.C., (2010): Travertinos ricos en oncoides asociados a paleomanantiales y lagos efimeros próximos a fallas sinsedimentarias en el Jurásico Superior de Asturias. En: V Congreso del Jurásico de España. Comunicaciones, 83-91.
- González Fernández, B., Meléndez Asensio, M., Menéndez Casares, E. y Gutiérrez Claverol, M. (2006): Propuesta de declaración de Puntos de Interés Hidrogeológico en los acuíferos jurásicos de Gijón-Villaviciosa (Asturias): nacimiento del río España, nacimiento del río Peña de Francia, cueva del Lloviu y fuente de La Ruxidora. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 26: 141-148.
- Lepvrier, C. y Martínez-García, E. (1990): Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics* 184, 345-356.

- Lockley, M., Lires, J., García-Ramos, J. C., Piñuela, L. y Avanzini, M. (2007): Shrinking the World's Largest Dinosaur Tracks: Observations on the Ichnotaxonomy of *Gigantosauropus asturiensis* and *Hispanosauropus hauboldi* from the Upper Jurassic of Asturias, Spain. *Ichnos*, 14: 247-255.
- Navarro Vázquez, D., Leyva Cabello, F., Rodríguez Fernández, L.R., Martínez Cienfuegos, F., Villa Otero, E., Horvath Mardones, V. y Heredia Carballo, N. (1988): Cuencas carboníferas ocultas por la cobertera mesozoico-terciaria en Asturias. IGME, Madrid.
- Piñuela, L., García-Ramos, J.C. y Lires, J. (2002): Comportamiento gregario de ornitópodos en el Jurásico de Asturias. En: Congreso Internacional sobre Dinosaurios y otros Reptiles Mesozoicos. Comunicaciones (F. Pérez-Lorente, Coord.), 44-45.
- Ramírez del Pozo, J. (1969): Biostratigrafía y paleogeo

grafía del Jurásico de la costa asturiana (Zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa). *Boletín Geológico y Minero*, 80: 307-332.

- Suárez Vega, L C. (1974): Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 3: 1-369.
- Uzkeda, H., Poblet, J., Bulnes, M. y García-Ramos, J.C. (2010): Estructura de los materiales jurásicos en la zona de Lastres-Colunga (Asturias). En: V Congreso del Jurásico de España. Comunicaciones, 151-152.
- Uzkeda, H., Bulnes, M., Poblet, J., García-Ramos, J.C. y Piñuela, L. (2013): Buttressing and reverse reactivation of a normal fault in the Jurassic rocks of the Asturian Basin, NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*. (in press)
- Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. y Suárez de Centi, C. (1986): The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 16: 121-132.

#### Instrumentos para el conocimiento, la difusión y gobernanza de las zonas litorales: visores 3D (desktop y web). Costa de Andalucía

#### Web-based Geotools for knowledge, dissemination and governance of coastal zones: the 3D webviewer for the coast of Andalucia

#### J. Ojeda<sup>1</sup>, J. Álvarez<sup>1</sup>, A. Cabrera<sup>2</sup>, P. Díaz<sup>1</sup> y A. Prieto<sup>1</sup>

1. Departamento de Geografía Física y A.G.R., Universidad de Sevilla, C/ María de Padilla s/n, Sevilla, España. zujar@us.es, pcampos@us.es; miriamfernandez@us.es

2.Elimco Sistemas. Parque Tecnológico Aeroespacial Aerópolis. C/ Hispano Aviación nº 7-9. La Rinconada Sevilla. 41300. acabrera@sistemas.elimco.com

**Resumen:** La dificultad de integración de la información geográfica (territorial, ambiental, socio-económica, etc) para la adecuada gestión de los espacios litorales (problema crónico de los espacios costeros) se ha beneficiado de los espectaculares avances llevados a cabo con la puesta en funcionamiento de IDEs (normalización de datos) y la difusión de datos como "servicios interoperables" (INSPIRE), hoy fácilmente accesibles (IDEE, IDE Andalucia, etc). Existen diferentes propuestas de visores de información geográfica, así como la posibilidad de utilizar otros web (Google Maps) y "virtual globes" (Google Earth, etc) generalistas. En esta comunicación, se presentan las capacidades de un visor geográfico 2D/3D desarrollado por la empresa Elimco Sistemas en colaboración con la Universidad de Sevilla, que combina una versión desktop y otra web, desarrollado para el Subsistema de Litoral de Andalucía (SSLMM) por la Consejería de Medio Ambiente. El potencial gráfico del visor, la disponibilidad actual de datos y su facilidad de uso facilitarían las labores de concienciación pública y conocimiento del medio litoral. Adicionalmente, incorpora herramientas técnicas (creación de perfiles, digitalización, simulación de inundaciones, etc), que aumentan su utilidad y versatilidad para usuarios más técnicos.

Palabras clave: geovisualización, interoperatividad, visor web 3D, difusión, gobernanza.

*Abstract:* The great technological advances driven by the Spatial Data Infrastructure (SDI) and the information spreading such as 'interoperable services' (INSTIRE directive), at present easily accessible (IDEE, IDEAndalucia), have benefited the integration of geographical information (e.g. territorial, environmental, socio-economical) for the suitable coastal areas management (which have been historically difficult on these areas). Currently, there are different viewer purposes of geographical information: web viewers (such as 'google map' for instance) and virtual globes (such as 'google Earth'). In this paper will be shown the capabilities of 2D/3D geographical viewer developed by the company 'Elimco Sistemas' in collaboration with University of Seville, which combines a desktop and a web version that were developed for the 'Andalusian Litoral Subsystem' (coastal information subsystem in Andalucia developed by the regional environmental ministry). The graphic potential of the viewer, the current data availability and the easy use for public users will facilitate public awareness about coastal environments and will provide better knowledge of these areas. Additionally, these viewers also have advance tools (e.g. profile creation, digitising, and flooding simulations) that can increment the use possibilities for technical purposes and can also be used by technicians and managers.

Key words: geovisualization, interoperability, 3D web-viewer, dissemination, governance

#### INTRODUCCIÓN

La proliferación de datos geográficos, debido la revolución que han sufrido las fuentes de información territorial en las últimas décadas (sensores espaciales, aerotransportados, GPS, lidar, etc) proporciona a la geovisualización (Ojeda, 2010) un valor adicional. Desde esta perspectiva, la tecnología digital y la geovisualización 3D proporcionan un entorno visual más próximo a la realidad, especialmente útil en las aplicaciones relacionadas con la gestión territorial y ambiental. La dimensión temporal (4D), por otra parte, exige disponibilidad de datos multitemporales y, en las

últimas décadas, se ha irrumpido una ingente cantidad de ellos.

En este sentido, un recurso cada día más accesible es la utilización de "servicios interoperables" de información geográfica a través de internet en el contexto de las Infraestructuras de Datos Espaciales (IDE-servicios OGC). Sin embargo, el entorno de Internet y los usuarios generalistas exigen el desarrollo de herramientas de visualización de utilización sencilla (visores) que tengan estas capacidades y puedan ser embebidos en los navegadores (Metternicht, 2006). Este es el caso del visor presentado.

#### **OBJETIVO Y ÁREA DE ESTUDIO**

El objetivo general de esta comunicación es presentar las características técnicas de un visor 2D/3D (con versiones Desktop y Web) y su utilidad en el conocimiento, difusión, gobernanza y gestión integral de los espacios litorales. Este visor ha sido diseñado y desarrollado por la empresa Elimco Sistemas en colaboración con la Universidad de Sevilla e implementado inicialmente para facilitar 1a geovisualización, tanto a técnicos como a usuarios generalistas, del conjunto de información almacenada en el Subsistema de Litoral y Medio Marino (SSLMM) de la Consejería de Medio Ambiente. En el caso del visor presentado, el área de estudio se centra en la costa andaluza, aunque integra todo el espacio marino colindante hasta la fachada marítima norteafricana (Fig. 1).



FIGURA 1. Modelo Digital de Elevaciones del área de estudio.

#### MODELO DIGITAL DE ELEVACIONES (MDE)

La disponibilidad de datos de un MDE que integrase la información altimétrica y batimétrica (Figs.1 y 2), referenciada a un mismo <u>datum</u> <u>altimétrico</u>, es un elemento esencial en cualquier visor que requiera la visualización 3D. Para esta aplicación, se ha utilizado el elaborado por el Grupo de Investigación RNM-177 del PAIDI (Ordenación Litoral y Tecnologías de Información Territorial), generado en el contexto de la construcción del SSLMM, para cuya integración se ha utilizado una compleja metodología basada en las herramientas de interpolación e integración de datos altimétricos y batimétricos, utilizando la herramienta "model builder" de ArcGIS 9.3 (Ojeda et al, 2010). Los datos utilizados fueron los siguientes:

1.- Datos altimétricos: MDT de Andalucía (2005) generado por estereocorrelación y líneas de estructura a partir del vuelo fotogramétrico 1:20.000. El MDT se distribuye en formato ráster con una resolución espacial de 10 m.

2.- Datos batimétricos: datos procedentes de las cartas náuticas del Instituto Hidrográfico de la Marina a escala 1:50.000 que proporcionan: el cero hidrográfico, curvas batimétricas y sondas puntuales.

3.-Datos extraídos del repositorio del SSLyMM (Subsistema del Litoral y Medio Marino): (a) Línea de

costa de 2007 a escala 1:2.500, (b) Línea de bajamar extraída de los vuelos fotogramétricos recientes, utilizando aquel con las condiciones de marea mas extremas (c) Línea de contacto entre marismas mareales con vegetación y las planicies intermareales desnudas. (d) Líneas direccionadas de los ejes de los principales cañones submarinos extraídas de los Mapas Fisiográficos del Litoral de Andalucía.



FIGURA 2. Detalles de MDE que incorpora batimetría y altimetría referenciada a un datum altimétrico común..

#### DATOS Y SERVICIOS INTEROPERABLES

Uno de los aspectos más relevantes de los visores desarrollados es la posibilidad de utilizar geodatos digitales y "servicios interoperables". Entre los primeros el visor ya permitía visualizar diferentes formatos de datos, tanto vectoriales (shp, dgn, etc.) como ráster (geotif, jpg, ecw, sid, jp2, etc.), pero la incorporación al mismo de la posibilidad de acceder e interactuar con "servicios interoperables OGC" amplía su utilidad y las posibilidades de incorporar la cuarta dimensión, esencial para los espacios costeros por su dinamicidad natural y de procesos antrópicos: el tiempo (4D). En este sentido, los visores presentados utilizan los servicios (WFS WCS y WMS)de diferentes nodos IDE: Infraestructura de Datos de España (IDEE); Infraestructura de Datos de Andalucía (IDEAndalucia); Nodo REDIAM (Red de Información Ambiental de Andalucía) y Nodo del Grupo de Investigación: Ordenación litoral y tecnologías de información territorial

Independientemente de los geoservicios citados, el visor permite acceder a un conjunto de enlaces georreferenciados que proporcionan diferente tipo de información ambiental (equipamientos, senderos, etc. de la Consejería de Medio Ambiente), arqueológica (elementos patrimoniales y arqueológicos de la Consejería de Cultura) y turística (Consejería de Turismo). Igualmente incorpora un conjunto de mas de 1.000 fotografías georreferenciadas tomadas por el grupo de investigación en el año 2000.

#### FUNCIONALIDADES DEL VISOR

Dado que la mayor parte de los usuarios generalistas solo requiere consultar la información, visualizarla, imprimirla y unas sencillas herramientas de interacción con los datos, parece más adecuado utilizar una herramienta (visor) que optimice la geovisualización, a la que se incorporen algunas herramientas técnicas para usuarios mas especializados. El acceso a los datos es una dificultad conocida que impide aportar valor añadido al enorme volumen de datos existentes y, generalmente, sobre todo tras las recientes normativas que facilitan el acceso a la información a los ciudadanos, gratuitas para la información georreferenciada que posee 1a administración (directiva INSPIRE). La potencia gráfica del visor desarrollado facilita la integración visual de datos sobre la zona costera y, de este modo, se facilita la transmisión y difusión del conocimiento técnico y científico de la costa que, finalmente, redundará en la mejora de la gobernanza de estos espacios. Una mas pormenorizada descripción de las funcionalidades de estos visores se puede consultar Ojeda et al. (2006), Ojeda et al. (2007) y Ojeda (2008). Algunas de las funcionalidades más sobresalientes del visor son las siguientes:

#### Visualización 2D/3D

Una de las características que mayores funcionalidades le otorga al visor desarrollado es el de utilizar un único "motor gráfico" para visualizar en 2D, para la representación de superficies (2.5 D) y para la realización de vuelos interactivos 3D. La unión de esta característica a la posibilidad, esencial desde nuestro punto de vista, de poder sincronizar geográficamente varias ventanas de visualización independientemente del modo utilizado (2D, 2.5D y vuelo interactivo), permite al usuario potencial un conjunto de funciones muy demandadas y de fácil utilización (Fig. 3):



FIGURA 3.Ventanas con vistas tridimensionales e integración de objetos 3D (edificios).

- (a) consultar y comparar información de varias fechas o contenidos en varias ventanas, moviéndose sincrónicamente a través de una interfaz amigable por la costa andaluza (ortofotos, ortoimágenes, cartografía topográfica, cartografía urbanística, cartografía de usos, etc).
- (b) visualizar sincrónicamente el mismo espacio en diferentes modos (una ventana en 2D, y otra como vista tridimensional o como vuelo virtual) en la misma aplicación.

Por otra parte, el visor permite la visualización directa (2D, 2,5D y como vuelo virtual) de los formatos vectoriales más usuales, con acceso a sus atributos temáticos (cad, shapes), así como los formatos ráster de mayor aceptación (tif, geotif, jpeg, bmp, ecw, msid, bil, bip, etc), además de tener control sobre brillo, contraste, saturación y nivel de transparencia en el caso de combinar varias capas de información. Esta versión incorpora la utilización y visualización de servicios interoperables OGC (esencialmente WMS de la IDEE, IDE Andalucia y los generados en el propio SSLMM).

#### Interfaz táctil

Una de las mejoras incorporadas al visor presentado, orientada a facilitar la visualización de datos georreferenciados a usuarios generalistas es la incorporación de una interfaz "táctil" amigable (Fig. 4). Esta interfaz permite de forma intuitiva la selección de las capas y facilita su integración visual al estar las capas predefinidas con los niveles de transparencia que optimizan su integración.



FIGURA 4. Interfaz con controles táctiles.

### Funcionalidades ligadas al uso de un Modelo Digital de Elevaciones

La visión tridimensional del medio litoral, supone una aportación esencial para un visor geográfico, ya que la realidad es tridimensional y la propia geometría de los elementos de la misma -especialmente los del medio físico-, constituye una de las principales claves de su interpretación. Este visor incluye algunas funcionalidades adicionales a partir del uso de los MDEs y que pueden ser calculadas en "tiempo real": (i) Generación de mapas hipsométricos de alturas; (ii) Generación interactiva de curvas de nivel; (iii) Generación de iluminaciones y sombras; (iv) Cálculo de pendientes; (v) Generación de perfiles topográficos del terreno en continuo, integrando tanto las zonas emergidas como sumergidas; (vi) Herramienta de simulación y visualización tridimensional de las oscilaciones del nivel de las aguas marinas sobre la topografía emergida y sumergida (Fig. 5).



FIGURA 5. Izquierda: desembocadura del Guadiaro y herramienta simulador de inundaciones. Derecha: visión tridimensional de un abanico al pie de la Sierra Blanca (Marbella) y el perfil topográfico transversal del mismo (herramienta de perfiles topográficos).

### Visualización 2D/3D de la evolución de los usos de suelo artificiales y construidos

La visualización de la evolución de los usos de suelos artificiales y construidos para diferentes fechas y niveles jerárquicos, implementados en una sencilla interfaz táctil, es una de las temáticas para las que la visión tridimensional del visor aporta mejores resultados. La posibilidad de incorporar todos los edificios presentes en el Mapa Topográfico del Litoral de Andalucía a escala 1:5.000, como objetos 3D extruidos, facilita la difusión y transmisión al usuario de la complejidad de interacciones y usos en el litoral y una preliminar valoración de su masificación e impacto visual.

#### CONCLUSIONES

El poder de la geovisualización 2D/3D para la integración de datos en el medio litoral constituye una en la transmisión herramienta esencial del conocimiento y de las interacciones tan necesarias para la adecuada gestión integral de los espacios costeros. El visor presentado constituye un ejemplo de lo anterior aplicado a la costa andaluza. Su fácil utilización por usuarios generalistas (amigable interfaz táctil) y su acceso gratuito a través de Internet (visor web) proporcionan una adecuada herramienta visual para la toma de conciencia de las problemáticas asociadas a los espacios costeros y su gestión integral. La voluminosa información disponible actualmente se ve beneficiada por su incorporación a las IDEs como servicios interoperables OGC los cuales facilitan la visión diacrónica de los procesos en la zona litoral y la

incorporación de la cuarta dimensión (4D). Sin duda, este tipo de herramientas, tan populares en la actualidad por la profusión de "globos virtuales" (Google Earth), está facilitando no solo la concienciación de los ciudadanos sobre diversas problemáticas ambientales y territoriales, sino que la evolución de los mismos apunta a su participación activa en diversos procesos de planificación y gestión (Goodchild y Glennon, 2010).

#### AGRADECIMIENTOS

Los trabajos asociados a esta comunicación se insertan en el desarrollo de los proyectos de investigación de Plan Nacional (CSO2010-15807), cofinanciado por los fondos FEDER y del proyecto de Excelencia de la Junta de Andalucía (RNM-6207).

#### REFERENCIAS

- Goodchild M.F. y Glennon J.A. (2010): Crowdsourcing geographic information for disaster response: a research frontier, *International Journal of Digital Earth* 3(3): 231-241.
- Junta de Andalucía (2005): *Modelo Digital del Terreno de Andalucía*. Junta de Andalucía. Aplicación informática en DVD.
- Metternicht, G. (2006): Consideraciones acerca del impacto de Google Earth en la valoración y difusión de los productos de geo-representación, *Geofocus*, 6: 1-10.
- Ojeda Zújar, J. y Cabrera Tordera, A. (2006): Utilidades y funcionalidades de un visor tridimensional interactivo en la gestión litoral (SIGLA: Sistema de Información Geográfica del Litoral de Andalucía), *Cuadernos Geográficos*, 39 (2): 41-52.
- Ojeda, J.; Fraile, P.; Cabrera, A. y Loder, J. (2007): Desing and functionality of a 2D/3D viewer for a coastal management oriented GIS: SIGLA (Sistema de Información Geográfica del Litoral de Andalucía), *CoastGis07.* 8<sup>th</sup> Internacional Symposium on GIS and Computer Mapping for Coastal Zone Management. Universidad de Cantabria. Tomo II, 77-86.
- Ojeda Zújar, J. (2008): –Director Científico-: Sistema de Información Geográfica del Litoral Andaluz (SIGLA). Publicación de la Junta de Andalucía. Consejería de Vivienda y Ordenación del Territorio. Visor interactivo DVD.
- Ojeda Zujar, J., Álvarez Francoso JA, Fraile Jurado, P., Marquez Perez, J., Sánchez Rodríguez, E. (2010): Gestión e Integración de Datos Altimétricos y Batimétricos en la Costa Andaluza: el Uso del "Model Builder", *Tecnologías de la Información Geográfica: la Información Geográfica al Servicio de los Ciudadanos.* Sevilla. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla. 1: 956-970.
- Ojeda Zújar, J. (2010): Geovisualización: espacio, tiempo y territorio, *Ciudad y territorio: Estudios territoriales*, 165-16, 445-460.

#### Aplicación del escáner láser terrestre a la documentación de espacios costeros

#### Terrestrial Laser Scanning application to document coastal areas

#### R. Argüelles<sup>1</sup>, P. González-Pumariega<sup>1</sup>, J.A. Suárez<sup>1</sup> y A. Vidal<sup>1</sup>

1 Dpto. Explotación y Prospección de Minas. Campus de Mieres. Universidad de Oviedo. C/Gonzalo Gutiérrez Quirós, s/n 33600 Mieres. mon@uniovi.es

**Resumen:** En este trabajo se muestra la metodología seguida para la documentación de una parte del campo dunar de la playa asturiana de Xagó (Asturias), mediante el empleo de un escáner láser terrestre (TLS-Terrestrial Laser Scanner). El empleo de esta novedosa tecnología permite obtener un modelo tridimensional, en forma de nube de puntos, mediante el barrido de un haz láser, sin ser necesario el contacto directo con la superficie a determinar, no alterando su morfología ni produciendo daño alguno a las estructuras existentes. El tratamiento posterior de la información obtenida en campo permite disponer de modelos digitales de superficie, a partir de los cuales se pueden obtener secciones longitudinales a voluntad del operador, ortofotografías, modelos alámbricos, etc.

#### Palabras clave: Láser escáner terrestre, LIDAR, Modelado 3D.

**Abstract:** This piece of work shows the methodology followed when documenting part of the dune field at Xagó beach (Asturias) by using a Terrestrial Laser Scanner (TLS). This new technology allows to create a point cloud-shaped three-dimensional (3D) model by scanning a laser beam, without being in direct contact with the surface to be analyzed, neither altering its morphology nor causing any damage to the existing structures. Further data processing collected in the field enables digital surface models, from which longitudinal sections can be obtained at will of the operator, orthophotographs, wired models, etc.

Key words: Terrestrial Laser Scanner, LIDAR, 3D Modelling.

#### INTRODUCCIÓN

El Escáner Láser Terrestre (TLS-Terrestrial Laser Scanner) es una tecnología de medición que permite obtener, de forma rápida y bastante precisa, una representación, en forma de nube de puntos tridimensional, de un objeto o superficie a distancias que pueden llegar a varios centenares de metros. En los últimos años se ha extendido el uso de esta tecnología a campos diversos: documentación de patrimonio histórico, control dimensional, técnicas de monitorización, aplicaciones geológicas y geotécnicas, etc (Grussenmeyer y Alby, 2011; Brodie y Slocum, 2012; Feng y Wang, 2012; Barneveld y Seeger, 2013).

La aparición de esta nueva tecnología ha modificado de forma sustancial la metodología de trabajo y, en consecuencia, los resultados que se pueden obtener. Se ha pasado de una toma de datos en campo discreta, según el criterio del operador, que deben ser codificados o identificados mediante croquis, a un barrido de toda la superficie indiscriminadamente con un espaciado entre los puntos, que puede ser de hasta unos pocos milímetros.

El TLS es un instrumento de medida que no precisa contacto directo con la superficie a determinar, se registran ángulos, distancias y reflectancia de la superficie donde incide. Es necesario un tratamiento posterior de la información capturada por el TLS, en el que se deben conectar los diferentes escaneados realizados, filtrado y depuración de la nube de puntos, creación de modelos alámbricos, cálculo de perfiles longitudinales y transversales, texturizado de mallas 3D, etc.

Este tratamiento de la información, precisa por tanto, de software específico y hardware de altas prestaciones. La evolución de esta técnica está íntimamente ligada al desarrollo de nuevos algoritmos que permitan una automatización de los procesos de obtención de geometrías simples y complejas, reducción del "ruido" en la nube de puntos, para una gestión más eficaz de las nubes de puntos tridimensionales

Una de las principales limitaciones de esta tecnología es la propia capacidad del ser humano para interpretar representaciones tridimensionales, siendo necesario realizar grandes esfuerzos para comprender los resultados obtenidos. En este trabajo se pretende aplicar esta metodología para la documentación de parte del campo dunar de la playa asturiana de Xagó ( $\phi$ =43° 36' 20"N;  $\lambda$ = 5° 54' 56"O). En la siguiente imagen se muestra una fotografía aérea de dicha playa (Fig. 1).



FIGURA 1. Ortofotografía aérea de la playa de Xagó (PNOA, 2011).

#### METODOLOGÍA

Para la documentación de parte del campo dunar de la playa de Xagó, se ha empleado un Escáner Láser Terrestre de tiempo de vuelo, modelo RIEGL® LMS-Z390i (Fig. 2).



FIGURA 2. Escáner Láser Terrestre modelo RIEGL® LMS-Z390i durante los trabajos en Xagó.

Este equipo tiene un alcance por encima de los 400 m para objetos cuya reflectancia es superior al 80%, una precisión para un punto aislado de 6 mm y una velocidad de captura de datos superior a 8.000 puntos por segundo. Además, lleva acoplada, en la parte superior, una cámara réflex digital Nikon D90 calibrada, que permite aplicar un falso color al modelo tridimensional, lo que facilita la identificación de las diferentes zonas del ámbito de estudio.

Para la ubicación del TLS, se decidió elegir una zona elevada desde la que efectuar el barrido de la parte situada más al noreste de la playa, tal y como puede apreciarse en la siguiente imagen (Fig. 3).



FIGURA 3. Vista de la playa desde la posición del láser escáner.

La posición del TLS debe permitir realizar el barrido de toda la superficie sin la aparición de zonas de sombra, originadas por el apantallamiento que producen diferentes objetos (árboles, construcciones artificiales, señales, etc) En caso de ser necesario, se deberían efectuar los escaneados necesarios desde diferentes posiciones, para determinar la superficie completa, debiendo conectar los diferentes escaneados mediante puntos de control situados al efecto.

Una vez situado el instrumento, se realiza un barrido de la playa con una baja densidad, para comprobar el alcance máximo y seleccionar la superficie a medir con detalle. El siguiente aspecto a considerar es la densidad de puntos a emplear, buscando una relación densidad/tiempo que minimice el tiempo de trabajo y permita una representación fiel de la superficie a representar (Lichti y Jamtsho 2006; Soudarissanane y Lindenbergh, 2011). Se decidió emplear un espaciado medio de puntos de unos 10 cm, lo que permite una correcta modelización de la superficie dada su extensión.

A la vez que se realiza el escaneado, se registran varias fotografías con la cámara fotográfica acoplada al TLS, con el fin de poder dotar a la nube de puntos de un "falso color".

En la siguiente imagen (Fig. 4) se pude apreciar el aspecto de la nube de puntos, sin tratar, a la que se le ha aplicado color a partir de las fotografías capturadas con la cámara digital.

La nube de puntos está formada por 2.475.319 de puntos y cubre una superficie de aproximadamente 18 ha. La duración del proceso de medición fue de aproximadamente 12 minutos. La distancia máxima a la que se han registrado puntos fue de 712 m, muy por encima de los 360 m que facilita el fabricante, como alcance en las especificaciones técnicas. Esto que permite valorar la gran capacidad de este instrumento para trabajos de este tipo.

La nube de puntos que se obtiene en campo debe ser tratada posteriormente para eliminar el "ruido" que la acompaña.



FIGURA 4. Nube de puntos con aplicación de falso color.

El barrido láser se realiza sobre la superficie del objeto, reflejando por tanto, lo que hay en ella. En el caso que nos ocupa la vegetación presente hace que el modelo obtenido se pueda considerar como un modelo de superficie y no un modelo de elevaciones del terreno.

El software de tratamiento empleado dispone de filtros automáticos para eliminar de manera semiautomática este tipo de elementos, siendo necesario, no obstante un gran trabajo de edición de la nube de puntos de forma manual. En la Fig. 5, se puede observar una zona de la nube de puntos en la que se aprecia claramente el ruido producido en la nube de puntos por la vegetación existente.



FIGURA 5. Ruido producido por la vegetación.

El siguiente paso, consiste en obtener un modelo alámbrico 3D, a partir de la nube de puntos convenientemente tratada. A continuación, se muestra una imagen de la malla tridimensional ajustada en la Fig. 6.



FIGURA 6. Curvas de nivel superpuestas a la malla 3D.

Una vez que se dispone de una malla tridimensional ajustada, se pueden obtener multitud de datos, entre los que cabe destacar.

- Modelos Digitales de Elevaciones (MDE)
- Curvas de nivel
- Perfiles longitudinales.
- Cálculo de volúmenes.
- Modelos texturizados.
- Recorridos virtuales.
- Videos y animaciones.

La principal ventaja de esta técnica es que "se lleva el terreno a la oficina" pudiendo realizar un análisis detallado de los datos registrados del terreno y exportar los resultados en diferentes formatos para su posterior divulgación, siendo el único límite la resolución del modelo de partida.

En las siguientes Figs. 7 y 8, se pueden ver diferentes salidas gráficas de los productos obtenidos a partir de la malla 3D.



FIGURA 7. Renderizado de malla 3D.



FIGURA 8. Ejemplo de sección de la malla 3D.

#### **CONCLUSIONES**

El empleo del TLS para la realización de levantamientos topográficos en dunas permite obtener

de manera rápida, precisa y sin alterar la morfología de la misma, un gran volumen de información en forma de nube de puntos y fotografías de alta resolución que posibilitan la realización de numerosos estudios posteriores. Es una técnica perfectamente válida para el control y seguimiento en el tiempo del desplazamiento de dunas y para la realización de estudios geomorfológicos.

El procesado de la información registrada en campo es un trabajo tedioso que consume gran cantidad de tiempo y recursos materiales. El tiempo empleado y la calidad de los resultados, dependen de la naturaleza del terreno. Es posible aplicar filtros automáticos, y edición manual para eliminar el "ruido" presente en la nube de puntos, estos tratamientos únicamente proporcionan una aproximación, bastante precisa, de la realidad.

Una de las limitaciones más importantes en el empleo de este tipo de técnicas es la escasa capacidad del ser humano para comprender visualmente los datos tridimensionales que se obtienen, por encima de las dificultades que el propio terreno pueda presentar.

#### REFERENCIAS

- Barneveld, R. J. y M. Seeger (2013): Assessment of terrestrial laser scanning technology for obtaining high-resolution DEMs of soils: *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(1): 90-94.
- Brodie, K. L. y R. K. Slocum (2012). New insights into the physical drivers of wave runup from a continuously operating terrestrial laser scanner. Virginia Beach, VA.
- Feng, Q. y G. Wang. (2012): Investigation of 3D terrestrial laser scanning techniques for potential application to rock mechanics: *12th International Congress on Rock Mechanics of the International Society for Rock Mechanics, ISRM 2011.*
- Grussenmeyer, P. y E. Alby (2011): Accurate documentation in cultural heritage by merging TLS and high-resolution photogrammetric data: *Videometrics, Range Imaging, and Applications XI, Munich.*
- Lichti, D. D. y S. Jamtsho (2006): Angular resolution of terrestrial laser scanners: *Photogrammetric Record*, 21(114): 141-160.
- Soudarissanane, S. y R. Lindenbergh, (2011): Scanning geometry: Influencing factor on the quality of terrestrial laser scanning points: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 66(4): 389-399.

# Guía de aplicación del georradar (GPR) a la geomorfología costera. Ejemplo de aplicación al campo dunar de Xagó (Asturias, costa norte española)

## Ground penetrating radar (GPR) Application Guide to coastal geomorphology. Example of application to Xagó dune field (Asturias, Spanish north coast)

#### David Rubio Melendi<sup>1</sup>, Germán Flor-Blanco<sup>2</sup>, J. Paulino Fernández Álvarez<sup>1</sup> y Germán Flor<sup>2</sup>

1 Unidad de Modelización Hidrogeofísica y de Ensayos no Destructivos. C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós, s/n, 33600, Mieres.

Universidad de Oviedo, david@hydrogeophysicsndt.com; pauli@uniovi.es

2 Departamento de Geología. C/Arias de Velasco, s/n. 33005, Oviedo. Universidad de Oviedo, gfb@geol.uniovi.es; gflor@geol.uniovi.es

**Resumen:** Existen múltiples casos de aplicación del georradar (GPR) en ambientes costeros, sin embargo, no existe una metodología general de trabajo. En este artículo se expone un procedimiento sencillo de trabajo de campo y procesado de señal. Se ha elegido como ejemplo el campo dunar de Xagó y su playa asociada (costa asturiana, norte de España), pues éste presenta varias zonas representativas como las encontradas en otros lugares, como diferentes grados de humedad y salinidad del agua, distintas morfologías y densidad de vegetación superficial. Además, este campo dunar fue explotado como arenero, lo cual proporciona zonas con alteraciones de origen antrópico, como excavaciones y rellenos de distintos materiales. La metodología de toma de datos tiene en cuenta estos aspectos y muestra un procedimiento de trabajo sencillo y diferentes vías de mejora. Se estudian los diferentes pasos de procesado y su efecto, y se recomienda una secuencia de procesado que ofrece buenos resultados. Además, se muestran distintas posibilidades de mejora y modificaciones para distintos casos particulares.

Palabras clave: GPR, georradar, dunas, procesado de datos, Xagó.

Abstract: There are many cases of application of the ground penetrating radar (GPR) in coastal environments however, there is not a general methodology of work. This paper presents a simple procedure of fieldwork and signal processing. Xagó dune field and associated beach (Asturias coast, northern Spain) was chosen as an example, as this counts on different representative areas that can be found in many other places, such as different degrees of humidity and salinity, different morphologies and surface vegetation density. In addition, this dune field was used as sand quarry, providing areas with anthropogenic disturbances such as excavations and fillings of different materials. The data collection methodology takes into account these aspects and shows a simple work procedure and different ways to improve. We study the different processing steps and their effect, and a processing sequence that provides good results is recommended. Also several possibilities for improvement and modifications for different cases are shown.

Key words: GPR, ground penetrating radar, dunes, data processing, Xagó.

#### INTRODUCCIÓN

Se expone una metodología general de utilización del georradar en dunas costeras para la que se toma como ejemplo el estudio del campo dunar de Xagó (Asturias, costa norte española. 43,602N, 5,92O) por su gran variedad de entornos (Fig. 1). Se discuten diversos aspectos a tener en cuenta, tales como los equipos a utilizar, metodología de trabajo de campo y procesado de datos. Se ha empleado un georradar MALÅ Geoscience con antenas apantalladas biestáticas y los softwares ReflexWin y MatLab para el procesado de datos.

Los procedimientos aquí planteados son los que mejor resultado ofrecieron, aunque no se pretende que sea un protocolo inamovible. En todo caso, se presenta una guía básica, cuyos pasos han de ser adaptados ligeramente en cada caso de estudio. La experiencia del investigador puede modificar y ampliar esta guía substancialmente. Sin embargo, seguir esta guía en las etapas iniciales de una investigación puede llevar a buenos resultados en poco tiempo, a la vez que se muestran varias vías de mejora que indican al investigador las líneas de avance.

#### ANTECEDENTES

El georradar (GPR) se basa en la emisión y recepción de pulsos electromagnéticos con frecuencias centrales entre 10 MHz y 2,5 GHz, según la antena emisora utilizada. Parte de la energía de estos pulsos es reflejada en cada superficie de separación entre materiales con diferentes características electromagnéticas (permitividad dieléctrica, permeabilidad magnética y conductividad eléctrica), y captada por la antena receptora. Conocido el retardo en la llegada de la reflexión de un pulso y la velocidad de las ondas electromagnéticas en el material del suelo, se puede calcular la profundidad a la que se encuentra la superficie de contacto correspondiente. También se puede generar una pseudoimagen del subsuelo (radargrama) a base de agrupar medidas tomadas en distintos puntos (trazas) a lo largo de un perfil (Annan, 2002). El georradar lleva usándose ampliamente en las últimas décadas Hoy en día es usado en aplicaciones diversas (Jol et al., 2009). Esta versatilidad del equipo supone un aliciente a su adquisición, pues puede ser utilizado por diversos grupos de trabajo y así ser más fácilmente amortizado.

Previamente al desarrollo de las técnicas de georradar, la estructura interna de las dunas era estudiada a través del reconocimiento superficial o la excavación de zanjas. Las técnicas destructivas, aparte de ser laboriosas, pueden ser peligrosas por colapsos y eliminan el recurso natural. El georradar es un método no destructivo, rápido, seguro y con grandes capacidades de penetración y resolución, capaz de complementar o incluso sustituir a otros métodos. Las primeras aplicaciones en ambientes costeros datan de la década de los 80 (Leatherman, 1987). Diversos estudios han demostrado la utilidad del GPR a la hora de determinar la evolución de campos dunares (Bristow y Pucillo, 2006).



FIGURA 1. Localización y partes del campo dunar de Xagó.

#### MARCO GEOLÓGICO

El escenario de aplicación del georradar puede ser entendido como un gran apilamiento de material de pequeña granulometría, con la presencia de algún cuerpo de mayor tamaño. En el caso de campos dunares costeros se encontrará arena seca e impregnada por agua, tanto dulce como salada. El contraste en las propiedades electromagnéticas entre capas vendrá dado por las diferencias de granulometría, láminas de estratratificación, planos de erosión, contenido en agua y salinidad de ésta, presencia de materiales orgánicos, metálicos o pequeños cantos, raíces, etc.

Se ha elegido el campo dunar de Xagó por su mejor representatividad entre otros muchos posibles escena-

rios dunares en la región asturiana. Incluye zonas ampliamente pobladas por distintas especies vegetales, otras desnudas, una importante zona empleada como arenero y distintos tipos de caminos. Además, su estructura contiene una amplia variedad de dunas. Este conjunto dunar se encuentra en la costa central asturiana, justo en el costado occidental del cabo de Peñas, Pertenece a la playa de Xagó, orientada NE-SO, que se apoya en sendos promontorios rocosos. Contiene arenas siliciclásticas con una variación de los tamaños medios en las zonas emergidas de 0,95 a 3,00 \u03c6 (0,52 a 0,125 mm, respectivamente) en lo que constituye una playa disipativa. Las gravas y gravillas son un componente sedimentario menos importante, alojándose preferentemente en el área occidental. Las arenas dunares contienen diámetros menores que la playa (desde 1,80 a 2,40  $\varphi$  = 0,29 a 0,19 mm, respectivamente), con una tendencia general a disminuir desde el campo externo al interno y de O a E. La playa y sus dunas fueron estudiadas desde las perspectivas morfológica y sedimentológica por Flor (1981), Suárez y Sánchez de la Torre (1983) y Flor et al. (2011) y, registrando la evolución del arenero en las décadas de los 70 y 80.

El complejo dunar de Xagó (Fig. 1) está constituido por tres campos repartidos en bandas paralelas a la dirección de la playa (Fig. 1), que se han originado como resultado de un proceso generalizado de progradación en los últimos milenios. El campo interno, de menor magnitud (2,30 ha), está constituido por dunas remontantes. El intermedio tiene mayor superficie (24,15 ha), representado por un cordón dunar muy laxo y convexo, que contiene el mayor volumen sedimentario; se superponen dunas residuales de menor magnitud. Hacia el E, sobre esta gran estructura, se suceden varios dunas lingüiformes. El campo externo está constituido por dos unidades: 1) la interna está representada por un cordón dunar activo (8,05 ha), relativamente agudo e irregular; 2) limitando con la playa, se ha construido una duna tabular (4,33 ha), generada como resultado de los basculamientos de los dragados del estuario de Avilés desde los años 80. La extracción de áridos a finales del siglo XX se concentró en las zonas central y occidental hasta el punto de desaparecer temporalmente el cordón dunar del campo intermedio.

#### TOMA DE DATOS

La elección de las zonas a estudiar está condicionada por la vegetación, la morfología dunar, la acción humana y la presencia de agua salada en el subsuelo. Se han tomado distintos perfiles, intentando reproducir el mayor número posible de escenarios. Se hizo uso de pequeños senderos generados por pisoteo que despejan la vegetación. El trazado de perfiles sobre distintas pasarelas de madera se ha descartado por la atenuación que sufren las señales en su paso por los materiales de la calzada. Suplementariamente, se tiene en cuenta la dirección NE-SO de la playa, intentando trazar perfiles perpendiculares a esta dirección. Se eligieron cuatro secciones a lo largo del campo dunar, que recogen todos los escenarios posibles: zonas con vegetación densa o arbolada, excavadas, márgenes de pasarelas, senderos y zonas húmedas próximas a la línea de costa. Se ha apreciado la gran dificultad de interpretación en zonas arboladas por el efecto de las raíces, y una falta total de información en la zona afectada por el agua salada.

Los perfiles seleccionados se marcaron y topografiaron con estación total y prisma. Las medidas tomadas se interpolaron mediante el método de Hermite a trozos. Éste proporciona una forma realista de la superficie, reduciendo la curvatura y localizando los máximos y mínimos sobre las medidas tomadas. La reproducción de la superficie resulta muy natural si se eligen como puntos de medida los máximos y mínimos locales (baches y resaltos). Esto reduce el número de puntos necesarios y con ello el trabajo topográfico, para obtener resultados aceptables. Este método es, aún así, más laborioso que el uso de un GPS. El GPS proporciona una localización mejor de las medidas y permite hacer una topografía, prescindiendo de la estación total. Ha de tenerse en cuenta que en la zona activa las medidas pueden no ser reproducibles, debido al constante cambio de la superficie.

El equipo GPR de MALÅ Geoscience se desplaza por arrastre a lo largo de los perfiles a una velocidad lo más uniforme posible y se configura la toma de medidas cada 0,2 s. Una superficie más uniforme permitiría utilizar odómetros, eliminando la necesidad de desplazar el equipo a velocidad constante. Se emplean diferentes antenas, apantalladas y no apantalladas, de frecuencias distintas, que proporcionan diferentes capacidades de penetración y resolución, cualidades entre las que hay que buscar un compromiso. Al aumentar la frecuencia, se incrementa la resolución a costa de perder capacidad de penetración. También ha de tenerse en cuenta que, al aumentar la frecuencia, el tamaño de la antena disminuye (Fig. 2). Esto hace que sea más fácil de utilizar a lo largo de los senderos. Los mejores resultados fueron obtenidos con antenas apantalladas de 250 MHz y 500 MHz. Las antenas disponibles de menor frecuencia (100 MHz) no presentan suficiente resolución y son inutilizables en muchos senderos. Las de mayor frecuencia (800 MHz, 1,2 GHz y 1,6 GHz) no presentan problemas por su tamaño y resolución, pero ofrecen poca penetración.

El uso conjunto de dos antenas facilita la interpretación, pues cada una aporta información diferente y complementaria. Una señal de buena calidad de los datos obtenidos y del procesado es la coincidencia de resultados para ambas antenas. En la Fig. 3, se muestra la detección del nivel freático con la antena de 250 MHz, mientras que éste no aparece en los datos tomados con la de 500 MHz. Se aprecia la pérdida de contraste de los contactos por debajo de cierto nivel. Esto puede deberse a dos motivos diferentes: la mayor conductividad de la arena saturada, que atenúa la señal rápidamente, y el menor contraste en las características electromagnéticas de las diferentes capas, al estar dominadas por los valores correspondientes al agua (Rejiba et al., 2012).



FIGURA 2. Antenas de apantalladas de georradar de 500, 250 y 100 MHz, de izquierda a derecha. Nótese el incremento en el tamaño.



FIGURA 3. Perfil 4. Superior de 500 MHz e inferior de 250 MHz. Escala vertical exagerada. Nótese la detección de un contacto horizontal en el radargrama inferior, que no aparece en el superior.

#### PROCESADO DE DATOS

Algunos equipos de GPR actuales, como el utilizado en este trabajo, permiten un leve procesado de los datos *in situ*, pero se hace necesario un procesado en profundidad. El procesado persigue tres funciones principales: la eliminación de ruidos, aumentar el parecido entre el radargrama y una sección real, y resaltar la información de utilidad (Jol et al., 2009). Existen tanto técnicas como softwares basados en el procesado de los datos sísmicos. El software principalmente utilizado ha sido ReflexWin. Es uno de los programas más utilizados y adaptados al GPR que existen. Por otra parte, algunos procesados poco usuales no pueden realizarse en ReflexWin. En esos casos, se ha utilizado MatLab. Tanto ReflexWin como MatLab permiten exportar/importar los datos en formatos compatibles.

El método de eliminación de ruidos fuera de banda de frecuencia es el filtrado en el dominio de la frecuencia. A través de filtros pasa-banda, se puede eliminar toda información con frecuencia indeseada. De entre los predefinidos en el entorno de ReflexWin, se ha elegido el filtro de Butterworth por su sencillez de

implementación y la alta estabilidad en el proceso. Antes de aplicar un filtrado en frecuencia es importante asegurarse que la señal oscila en torno al valor 0. De no ser así, puede aplicarse un filtro de media (dewow) o desplazarse manualmente la señal. Otros ruidos, cuya frecuencia está en la banda deseada, no pueden ser eliminados con sencillez, usando un filtrado en frecuencia. Métodos como el background removal (hace la media de todas las trazas y resta cada una de ellas) o la descomposición en valores singulares o SVD (separa el radargrama en una serie de "radargramas propios" con estructura bandeada en la horizontal) (Kim et al., 2007) permiten eliminar bandeados horizontales. Estos bandeados se producen cuando la onda viaja directamente de emisor a receptor (onda directa) o durante el uso de antenas apantalladas (ringing).



FIGURA 4. Perfil 4, antena de 500 MHz. Radargrama no procesado (superior) frente a procesado (inferior). Nótese la contribución fundamental de la ganancia y de la corrección topográfica.

Dentro de los pasos de procesado que persiguen resaltar la información útil, la aplicación de una ganancia aporta la mejora más significativa (Fig. 4). Esta debe ser aplicada una vez eliminados los ruidos indeseados. La ganancia consiste en la multiplicación por una señal, en general creciente, mayor que la unidad. Esto hace que los valores sean amplificados tanto más cuanto mayor sea su profundidad. Es conveniente recortar el radargrama por su parte inferior, una vez aplicada la ganancia, para eliminar datos irrelevantes. ReflexWin incorpora distintos tipos de ganancias predefinidas. En múltiples pruebas se ha comprobado que una función exponencial + lineal permite amplificar la información requerida, sin sobresaturar la imagen, con gran sencillez. Una amplificación muy fuerte revela información a mayores profundidades, pero al saturarse la imagen se pierde información sobre la reflectividad de cada contacto (Reynolds, 1997).

Para mejorar la interpretabilidad es fundamental aplicar una corrección topográfica (Fig. 4). Usando los datos topográficos se pueden desplazar las trazas verticalmente, reproduciéndose así la forma de la superficie. Se tendrá en cuenta que, a lo largo de un perfil, las antenas no sólo cambian su cota, sino también la inclinación. La corrección topográfica aquí explicada no tiene en cuenta este último efecto. Por lo tanto, ha de tenerse en cuenta que la inclinación y profundidad de los elementos no será totalmente exacta. Previamente a la corrección topográfica ha de efectuarse la conversión tiempo/profundidad. Para ello se toma un valor de referencia de la velocidad de los pulsos en el medio a tratar (0,14 m/ns en este caso). Existen conversiones de tiempo/profundidad más avanzadas, como el *Common Midpoint*. Se afinan los ángulos de los contactos, sus posiciones y la eliminación de hipérbolas de difracción con la migración (Moran et al., 2000). Estos procesos son complejos y pueden obviarse si no se quiere una gran precisión. Para mejorar la visualización es importante juntar los distintos datos para que reconstruyan aproximadamente un perfil de bastante distancia. Aunque el final de uno de los perfiles y el inicio de otro no coincidan con exactitud, la unión de ambos perfiles puede hacer más visibles ciertas estructuras.

#### CONCLUSIONES

Se ha estudiado el campo dunar de Xagó, que presenta diferentes escenarios, y se dan unas directrices sobre la metodología y el trabajo de campo ideales. Además, se proporciona una secuencia de procesado que ofrece buenos resultados, y aumenta su efectividad con mínimos cambios para adaptarse a cada caso.

#### REFERENCIAS

- Annan, A.P. (2002): GPR-History, Trends, and Future Developments. Subsurface Sensing Technologies and Applications, 3, 4: 253-270.
- Bristow, C.S. y Pucillo, K. (2006): Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR ans OSL: The Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. *Sedimentology*, 53:769-788.
- Flor, G. (1981). Las dunas eólicas costeras de la playa de Xagó. *Trabajos de Geología*, 11, Univ. Oviedo, 61-71.
- Flor, G., Martínez Cedrún, P. and Flor Blanco, G. (2011): Campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco. *Las dunas en España*. (E. Sanjaume y F.J. Gracia eds.). Sociedad Española de Geomorfología, 127-159.
- Jol, H. M., Annan, A. P., Arcone, S. A., Bridge, J., Bristow, C., Butnor, J. R. y Buynevich, I. V. (2009). Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. (H.M Jol, Ed.). Elsevier B. V. 524 p.
- Kim, J.H., Cho, S.J. y Yi, M.J. (2007): Removal of ringing noise in GPR data by signal processing. *Geosciences Journal*, 11:75-81
- Leatherman, S.P. (1987): Coastal geomorphological applications of ground penetrating radar. *Journal of Coastal Research*, 3: 397-399.
- Moran, M.L., Greenfield, R.J., Arcone, S.A. y Delaney, A.J. (2000): Multidimensional GPR array processing using Kirchhoff migration. *Journal of Applied Geophysics*, 43, 2-4: 281-295.
- Rejiba, F., Bobée, C., Maugis, P. y Camerlynck, C. (2012): GPR imaging of a sand dune aquifer: A case study in the niayes ecoregion of Tanma, Senegal. *Journal of Applied Geophysics*, 81:16-20.
- Reynolds, J. M. (1997). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley & Sons. 796 p.
- Suárez, I. y Sánchez de la Torre, S. (1983): Evolución sedimentaria del sistema playa-duna de Xagó (Asturias). Univ. Oviedo. *Trabajos de Geología*, 13: 113-128.

#### Development of a beach monitoring program: linking science and managementa case study from Portugal

#### Desarrollo de un programa de monitoreo de playas: combinando la ciencia con la gestión -Un caso de estudio en Portugal

#### A.M. Carapuço<sup>1</sup>, T.M. Silveira<sup>2</sup>, R. Taborda<sup>1</sup>, C. Andrade<sup>2</sup>, M.C. Freitas<sup>2</sup> and C. Pinto<sup>3</sup>

1 Instituto Dom Luiz da Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa. mmcarapuco@fc.ul.pt

2 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C6, 1749-016 Lisboa.

3 Agência Portuguesa do Ambiente, I.P., Av. Almirante Gago Coutinho, 30, 1049-066 Lisboa.

Abstract: The development of coastal monitoring programs is essential to support science-based decision making, and these have been increasingly referenced as useful tools for adequate shoreline management. However, long-term maintenance of these programs is often compromised because they are generally science-oriented, oversized and overlook the more practical (and relevant) aspects of coastal management. This difficulty can be resolved by combining a free science-oriented approach to an issue-oriented one, and thus developing a research-driven monitoring program supported on a small set of beach indicators. This exercise is being put in practice in the development of a beach monitoring program for a coastal stretch on the Portuguese western coast. The program is based on the measurement and description of carefully chosen beach geoindicators that while describing the beach dynamics, also provide the necessary information to respond to the strategic objectives defined by coastal end-users and stakeholders.

Keywords: beach geoindicators, beach management.

**Resumen:** El desarrollo de programas de vigilancia costera es esencial para apoyar la toma de decisiones basadas en aspectos científicos. Estos programas son cada vez más referenciados como herramientas útiles para la adecuada gestión del litoral costero. Sin embargo, el mantenimiento a largo plazo de estos programas se ve comprometido porque, a menudo y en general, son de orientación científica y de gran escala, pasando por alto aquéllos aspectos más prácticos (y pertinentes) de la gestión costera. Esta dificultad se puede solucionar mediante la combinación de dos tipos de enfoques científicos: ciencia libre con investigación dirigida a un objetivo concreto, desarrollando así un programa de investigación de monitoreo basado en un pequeño conjunto de indicadores de playa. Este ejercicio se ha puesto en práctica con el desarrollo de un programa de monitoreo y vigilancia de las playas de la franja costera seleccionados. Esos indicadores describen la dinámica de las playas y también proporcionan la información necesaria para responder a los objetivos estratégicos definidos por los interesados y usuarios finales de la franja costera.

Palabras clave: geoindicadores de playa; gestión de playas

#### INTRODUCTION

The coastal system is a complex and dynamic environment; beaches, in particular, are one of the most mutable environments in the world. Shoreline's strong variability in time and space conflicts with its intense use or occupation. For this reason, it's well recognized that the understanding of coastal dynamics must be integrated in coastal zone planning and management. However, scientific knowledge on coastal processes and coastal response is still pretty much confined to the scientific community, and the observations, models and scientific interpretation is still difficult to apply to the coastal management process. The divergence between the objectives of the science-based approach and the management practical concerns has led to a gap in communication between costal managers and scientists, already identified by several authors (e.g.

van Koningsveld et al., 2005). An example of the challenges related to the discrepancy in perspectives over the coastal area is the difficulty in developing a long-term monitoring program that combines the scientific enquiry with the pragmatic needs of the end-users, thus assuring its necessary funding and maintenance. These considerations that might seem rather obvious are however very difficult to implement and explain the failure of a number of oversized, science-oriented, monitoring programs.

The challenge lies in combining a free scienceoriented approach to an issue-oriented one, and thus developing a research-driven monitoring program. Professional organizations have put forth that coastal indicators constitute the most efficient way to transmit inherently complex information in a simplified and applicable form (e.g., UNESCO, 2003; UNESCO, 2006; NOAA, 2010). Data reporting done through the use of indicators assures that scientific data is appropriately conveyed and integrated in the decision-making process. Furthermore, indicators should be established by coastal managers and scientists, in order to assure that what is being measured is of value to the management process, and that there is adequate technology and scientific understanding to guarantee its feasibility (van Rijn, 2010).

The present work describes the implementation of such an approach in the development of a beach monitoring program promoted by the Portuguese Environment Agency, in cooperation with the University of Lisbon, applied to a coastal stretch at the western coast of Portugal.

#### STUDY AREA

The monitoring program is being implemented along the coastal stretch between the southern bound of Vieira de Leiria (Marinha Grande) and cape Espichel (Sesimbra) (Fig. 1). North of Tagus river, the coast is predominantly rocky, cut in Meso-Cenozoic cliffs, and characterized by small embayed beaches, with varying length, curvature and exposure to the incident waves. The southernmost sector of the study area corresponds to a continuous sand strip that develops between the rocky cliffs of cape Espichel in the south and the lowlying beaches and dune fields adjacent to the Tagus estuary, in the north.



FIGURE 1. Study area location map. Identification of the 14 selected coastal sites  $(\blacktriangle)$ .

#### **METHODS - THE RESEARCH APPROACH**

The development of the monitoring program was based on the definition of key beach geoindicators that

acknowledge system dynamics and fulfil management needs, using the frame of reference proposed by van Koningsveld (2003). The research adopted a two-fold strategy: 1) identification of the management strategic and operational objectives, and 2) characterization of the system dynamics.

The identification of the management objectives was accomplished by carrying out interviews with the main coastal authorities, including 12 of the 14 municipalities with jurisdiction in the littoral zone of the study area, and the Portuguese Environment Agency. The main strategic objectives put forth by the stakeholders included: promotion of tourism, risk minimization, requalification of territory, sustainable development and climate change adaptation.

The characterization of the system dynamics was accomplished through the compilation of technical and scientific information on the study area, and the development of an exploratory data acquisition program that included high-frequency acquisition of morphological and sedimentological data on selected coastal segments (Fig. 1). The sites are considered representative of larger segments, covering a wide range of geomorphological, hydrodynamic, and land occupation settings. Data collection included sediment analysis and measurement of beach profiles, beach surface, dune base position, and swash limit, with resource to standard and state-of-the art methods (GNSS, Laser Scanner, LiDAR, Video monitoring, photographic record and Satellite imagery). The costbenefit ratio of these techniques is being evaluated in view of the selected indicators.

#### **RESULTS – THE MONITORING PROGRAM**

Matching management objectives with the scientific knowledge of the system dynamics resulted in the identification of five beach geoindicators that unify the two perspectives (Table I).

An example of the temporal and spatial variability of a selected beach geoindicator - the beach area along the study area and for the overall surveys conducted between March 2011 and January 2013 is depicted in Fig. 2. The distribution pattern of this indicator demonstrates the variability that exists between the different beaches along the study site. It is possible to identify coastal segments that have a seasonal behaviour and segments that have an evolution trend. The January 2013 post-storm monitoring survey, helped to identify which beaches were hit more severely.

An example of the temporal and spatial variability of a selected beach geoindicator - the beach area along the study area and for the overall surveys conducted between March 2011 and January 2013 is depicted in Fig. 2.

| Manager<br>perspective     | → Indicator ←      | Scientist perspective        |
|----------------------------|--------------------|------------------------------|
| Beach carrying<br>capacity | Beach area         | Seasonality                  |
| Bathing hazard             | Beach slope        | Morphodynamic<br>beach state |
| Beach<br>resilience        | Beach volume       | Sediment budget              |
| Beach evolution trend      | Shoreline position | Beach evolution trend        |
| Sand type                  | Sediment size      | Sediment source              |

TABLE I. Example of selected beach geoindicators encompassing the management and scientific perspectives.



FIGURE 2. Beach area geoindicator, along the study area and for the nine survey dates (See Fig. 1 for profile location).

The distribution pattern of this indicator demonstrates the variability that exists between the different beaches along the study site. It is possible to identify coastal segments that have a seasonal behaviour and segments that have an evolution trend. The January 2013 post-storm monitoring survey, helped to identify which beaches were hit more severely.

Reports depicting the information on the temporal variability of the beach geoindicator at each monitored location can be generated after each survey. Fig. 3 shows an example of a possible reporting format, for the *Lagoa de Albufeira* site, for the monitored period between March 2011 and January 2013. Beach profiles and temporal variation of the beach volume, area and slope, are automatically generated from the raw data (Fig. 3). Official reports can be created for each beach geoindicator that describes the beach evolution relative to the shoreline management plan (SMP) operational objetive and to a defined threshold value that may be variable over time (Fig. 4).



FIGURE 3. Example of the reports generated for the Lagoa de Albufeira site (PLA1) for the period between March 2011 and January 2013. Beach profiles and temporal variation of the beach volume, area and slop

#### CONCLUSIONS

A monitoring program is being developed based on the measurement and description of well-selected beach geoindicators that rely on science-based knowledge to provide essential information to coastal managers and stakeholders. This approach promotes a clear and unambiguous communication between coastal scientists and managers. Indicators are linked to a main strategic and operational objective, developed over a collaborative framework that ensures their usefullness. Favoring a reduced set of beach geoindicators increases the chance of development of a continuous and long-term monitoring program.



BEACH REPORT #4 | Post-storm condition: Jan 2013





FIGURE 4. Example of the reports generated for the Lagoa de Albufeira site (PLA1) for the period between March 2011 and January 2013. Report for the beach area indicator, describing beach evolution depicted in relation to the beach carrying capacity overcrowding threshold.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

The work herein presented was supported by the "Criação e implementação de um sistema de monitorização no litoral abrangido pela área de jurisdição da Administração da Região Hidrográfica do Tejo" project, funded by the National Environment Agency (Agência Portuguesa do Ambiente, I.P.). The first and second author are supported by PhD grants funded by the Fundação para a Ciência e Tecnologia (grant # SFRH/ BD/ 72555/ 2010 and grant # SFRH/BD/82223/2011).

#### REFERENCES

- NOAA (2010): Coastal Zone Management Act -Performance Measurement System: Contextual Indicators Manual, 38 p.
- UNESCO (2006): A handbook for measuring the progress and outcomes of integrated coastal and ocean management. *IOC Manuals and Guides*, 46, ICAM Dossier 2, 224 p.
- UNESCO (2003): A reference guide on the use of indicators for integrated coastal management. *IOC Manuals and Guides*, 45, ICAM Dossier 1, 127 p.
- van Koningsveld, M. (2003): *Matching Specialist Knowledge with End User Needs*. PhD Thesis (unpublished), University of Twente, Enschede, The Netherlands.
- van Koningsveld, M., Davidson, M. y Huntley, D. (2005): Matching Science with Coastal Management Needs: The Search for Appropriate Coastal State Indicators. *Journal of Coastal Research*, 213: 399-411.
- van Rijn, L. (2010): Description of coastal state indicators in Concepts and Science for Coastal Erosion Management (Conscience) Project. Deliverable D9, 11 p.

# Problemas y nuevos procedimientos de datación por OSL para los sedimentos litorales del NO de la Península Ibérica

#### Problems and new proceedings for OSL dating of sediments from the coastal area of the NW Iberian Peninsula

#### J. Sanjurjo-Sánchez<sup>1</sup> y J. R. Vidal Romaní<sup>1</sup>

1 Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal". Campus de Elviña, s/n. Universidad de A Coruña. 15071 A Coruña jsanjurjo@udc.es, xemoncho@udc.es

**Resumen:** El uso de la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) en la datación de sedimentos cuaternarios de zonas litorales del NO de la Península Ibérica está aún poco extendido, aunque en los últimos 5 años se han publicado algunos trabajos, demostrando que esta técnica proporciona resultados aceptables para sedimentos del Holoceno y el Pleistoceno final. Sin embargo, diversas dataciones de sedimentos marinos, eólicos y fluviales ponen de manifiesto las elevadas dosis de radiación ambiental sobre todo en áreas graníticas, lo que supone una limitación importante en la aplicación de esta técnica. Este trabajo detalla los principales problemas que se presentan durante la utilización de la OSL en este tipo de sedimentos. La elevada radiación ambiental existente limita el rango de edad que se puede alcanzar cuando se utiliza el cuarzo (raramente sobrepasa los 50-100 ka BP) o el feldespato (dificilmente sobrepasa los 125-252 ka BP). Sin embargo, alguna modificación recientemente desarrollada del procedimiento de datación parece permitir sobrepasar esos límites de edad tanto para el cuarzo como para el feldespato (0,5 Ma BP).

Palabras clave: luminiscencia, OSL, sedimentos cuaternarios, litoral NO ibérico.

Abstract: The use of optically stimulated luminescence (OSL) dating in Quaternary sediments of the NW coastal areas of the Iberian Peninsula is still not widespread, although in the last 5 years some studies have shown that this technique provided acceptable results for Holocene and Upper Pleistocene sediments. However, several ages performed on marine, aeolian and fluvial sediments showed very high environmental radiation doses, especially in granitic areas, which represents a major limitation in the application of this technique. This work outlines the major problems that occur during the use of OSL dating on these sediments. The high environmental radiation limits the age range that can be achieved when quartz is used for dating (rarely exceeds 50-100 ka BP) and feldspars (hardly exceeds 125-252 ka BP). However, recently developed modifications of the dating procedures seem to allow exceeding these age limits for both the quartz and feldspar (0.5 Ma BP).

Key words: Luminescence, OSL, Quaternary Sediments, NW Iberian Coast.

#### INTRODUCCIÓN

La luminiscencia es la propiedad de algunos minerales cristalizados de emitir luz en respuesta a una estimulación externa. La radiación ionizante recibida desde el entorno excita los electrones de átomos de la red cristalina haciendo que abandonen temporalmente la banda de valencia, alcanzando la banda de conducción y liberando energía (en forma de fotones) cuando recuperan su energía inicial. Dado que las redes cristalinas tienen imperfecciones, debidas principalmente a impurezas (e.g. substituciones de átomos de Si por Al, Fe, etc), muchos de estos electrones quedan atrapados en pozos estables de potencial (trampas de carga), situados entre la banda de valencia y la banda de conducción.

Cuando un mineral está expuesto a una radiación

ionizante constante (por ejemplo, en el interior de un sedimento) se produce una acumulación de carga que crece proporcionalmente al tiempo de irradiación, siendo la dosis absorbida por el mineral proporcional al tiempo transcurrido, por lo que su estimación permite obtener la edad de enterramiento. Para ello es necesario medir la energía acumulada en los minerales estimulándolos mediante luz (luminiscencia ópticamente estimulada, OSL) o calor (termoluminiscencia, TL) lo que resulta en la excitación de algunos de los electrones atrapados, que sufren recombinación volviendo a la banda de conducción primero y a la de valencia después, y liberando el exceso de energía en forma de luz. Esta emisión de luz se conoce como luminiscencia. Dado que la estimulación con luz libera esa energía, los minerales solo comienzan a almacenarla una vez que permanecen protegidos de ella, lo que ocurre cuando quedan enterrados en el sedimento. El transporte de los granos minerales por aire o agua los expone a la luz descargando esa energía de modo que se pone a cero el "reloj de luminiscencia" (bleaching o blanqueamiento) y permite que una vez enterrado el grano se empiece a acumular energía permitiendo ulteriormente conocer la edad de enterramiento.

El cálculo de la edad por luminiscencia requiere la estimación de dos factores: la dosis equivalente (ED), que es la dosis de energía absorbida por los minerales del sedimento a datar (expresada en Gy; 1Gy = 1J/kg) desde que estos han permanecido protegidos de la luz, y la Dosis Anual (DR), que es la dosis de tasa de radiación ionizante recibida (expresada en mGy/año o Gy/ka). La ED se mide en un Lector de Luminiscencia, mientras que la DR se calcula midiendo el contenido en elementos radiactivos o su actividad en el sedimento.

El cuarzo es el mineral más utilizado para la datación por luminiscencia, debido a su abundancia en los sedimentos y a su resistencia a la meteorización. Es un mineral químicamente simple (SiO<sub>2</sub>), tiene un amplio rango de señales luminiscentes con parámetros cinéticos variables con emisión a diferentes longitudes de onda, y la señal OSL utilizada para datación suele ser estable en el tiempo (Aitken, 1998). Otra característica muy ventajosa del cuarzo es que su señal OSL se blanquea en cuestión de unos pocos segundos a la luz del día.

Esto es especialmente importante en sedimentos recientes (Holoceno final), ya que al haber estado sometidos a radiación durante poco tiempo, suelen tener poca señal. Cuando hay una señal heredada, que no se ha blanqueado por completo, la estimación de la energía acumulada en los minerales es compleja, puesto que contendrán una mezcla de señal heredada con la señal producida durante el enterramiento. El cuarzo se satura a dosis de 50-100 Gy, lo que permite datar sedimentos de edades entre 0 y 150 ka BP por medio de la OSL. Para estimular la emisión luminescente se utilizan diodos que emiten en la longitud de onda del azul-verde.

En casos particulares, se suele utilizar el feldespato para la datación y, concretamente, feldespato potásico. En este caso, se suele recurrir a la estimulación por medio de luz infraroja, por lo que se denomina a la técnica luminiscencia estimulada por infrarrojos (Infrared Stimulated Luminescence, IRSL). Su uso implica ciertos problemas, principalmente porque los feldespatos suelen mostrar una señal inestable con respecto al tiempo, por un fenómeno conocido como "anomalous fading". Este fenómeno implica la infravaloración de las edades y, para corregirlo, existen varios tipos de tests llamados 'fading tests' (Aitken, 1998). Además, la señal IRSL de los feldespatos se elimina con mayor dificultad por medio de la luz del día, lo que implica un mayor tiempo de exposición a la luz para obtener el blanqueamiento total de la señal heredada. Su principal ventaja, en comparación con el cuarzo, es que se satura a dosis mucho mayores, lo que implica que puede utilizarse para datar sedimentos con edades hasta 0,5 Ma BP.

### LIMITACIONES DE LA OSL EN EL NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

El desarrollo de la OSL comienza en los años 1990 y, sobre todo a partir del 2000, se publica el protocolo SAR (Single Aliquot Regeneration) (Murray y Wintle, 2000), que proporciona una herramienta sencilla y rápida para la datación de sedimentos cuaternarios a partir de cuarzo o feldespato (Fig. 1A).

Aunque el número de trabajos publicados sobre el NO de la Península Ibérica es aún muy limitado, el trabajo realizado en algunos laboratorios, y particularmente el Laboratorio de Luminiscencia de la Universidad de A Coruña, ha permitido conocer algunos de los problemas más comunes de su aplicación en esta área.

Generalmente, los sedimentos marinos, fluviales y eólicos de esta zona geográfica, incluyendo la costa desde el centro-norte de Portugal hasta Asturias, tienen un contenido en cuarzo y feldespatos adecuado y con buena sensibilidad a la OSL e IRSL (Vidal Romaní et al., 2010; Cunha et al., 2008; Viveen et al., 2012). Sin embargo, estos sedimentos presentan generalmente una elevada radiactividad y dosis de radiación ambientales. La simple observación del Mapa de Radiación Gamma Natural de la Península (Consejo de Seguridad Nuclear, 2000) muestra elevadas tasas de radiación en la superficie de este territorio, donde llegan a medirse tasas de hasta casi 2 Gy/ka en aire por espectrometría gamma portátil a 1 m del suelo. Esto se refleja en las medidas en sedimento para la datación por luminiscencia, obteniéndose con frecuencia DRs de 2-4 Gy/ka en sedimentos e incluso de hasta 6-7 Gy/ka en algunos casos (Cunha et al., 2008; Viveen et al., 2012). Esta elevada radiación está relacionada con la litología, particularmente con algunos granitos, cuya meteorización y erosión fluvial tiende a producir, por ejemplo, depósitos de terrazas ricos en feldespatos y micas con una elevada concentración de <sup>40</sup>K. Es por ello que este problema es extensible al centro de la Península y hasta la cuenca del Tajo en el Oeste peninsular. Dado que la señal OSL del cuarzo se satura con frecuencia al alcanzar los 55-100 Gy, la señal en un sedimento en el que se ha estimado una DR de 5 Gy/ka se satura transcurridos sólo 20 ka. Esto implica la necesidad de buscar alternativas a la datación por OSL de cuarzo.



FIGURA 1. Ejemplos de (A) Señal decreciente OSL y curva de crecimiento de dosis vs. luminiscencia (insertado), indicando la ED estimada a partir de un cuarzo, típica de una muestra no saturada. La ED se calcula por interpolación mediante el procedimiento SAR; (B) Comparación de curvas de crecimiento OSL, e IRSL y TT-OSL teóricas para un mismo sedimento.

### PROCEDIMIENTOS ALTERNATIVOS PARA EL NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Uno de los procedimientos alternativos a la OSL del cuarzo ya utilizados es la datación por luminiscencia de feldespato potásico (Cunha et al., 2008). Dado que los feldespatos se saturan a dosis mucho mayores que el cuarzo (alrededor de 500 Gy), ofrecen la posibilidad de llegar a edades mucho más antiguas que el cuarzo (Fig. 1B). Esto se ha conseguido en varios trabajos (Cunha et al., 2008; Buylaert et al., 2012), de modo que dosis de radiación medias de 2-4 Gy/ka implicarán que el feldespato se sature transcurridos 125-250 ka, es decir, no permite datar mas allá del Marine Isotope Stage (MIS) 7. Además, la datación con feldespatos implica un mayor error en el cálculo de la edad, debido a la necesidad de corregir los problemas de inestabilidad de la señal IRSL de los feldespatos (el ya mencionado "anomalous fading").

Algunos procedimientos de desarrollo reciente permiten trabajar con feldespatos, evitando este problema, al mediendo la emisión al estimularlos con luz infrarroja (IRSL) a elevadas temperaturas (p.e. 260°C). En estas condiciones, se ha observado que la señal es estable en el tiempo (Buylaert et al., 2012) al eliminarse otras señales correspondientes a trampas de electrones menos estables con la temperatura. La aplicación de estos procedimientos implica menos tiempo de trabajo y medida para obtener dataciones convencionales por IRSL y abre nuevas posibilidades en esta área. Sin embargo, en algunas ocasiones tampoco será posible sobrepasar los 100-120 ka (Viveen et al., 2012) dadas las elevadas DRs.

Una alternativa la plantea el uso de procedimientos que emplean señales transferidas por estimulación térmica en cuarzo, lo que se conoce como luminiscencia ópticamente estimulada y térmicamente transferida (thermally transferred optically stimulated luminescence, o TT-OSL). Este tipo de procedimientos se ha aplicado recientemente (Wang et al., 2007) en varios trabajos con depósitos eólicos, marinos o arqueológicos (Duller and Wintle, 2012) confirmado la posibilidad de alcanzar EDs de centenares e incluso de más de 1000 Gy en cuarzo (figura 1B). Esto implicaría la posibilidad de alcanzar edades cercanas e incluso superiores a 0,5 Ma en sedimentos con dosis de radiación de 2-4 Gy/ka, proporcionando una herramienta extremadamente útil para la datación de sedimentos depositados hasta los MIS 13-15 o estadios isotópicos anteriores. Sin embargo, todavía es necesario comparar muchos de los resultados con edades obtenidas por métodos independientes, por lo que es necesario ser cautos y comprobar los resultados en sedimentos de diferentes edades.

#### MATERIALES Y MÉTODOS

En este trabajo se han realizado los primeros tests de datación por medio de TT-OSL (Wang et al., 2007) sobre cuarzo en la Península Ibérica. Para ello, se han seleccionado 3 muestras de depósitos eólicos. Uno de ellos corresponde a la localidad de Corme, en la Costa Oeste de la provincia de A Coruña. La datación por OSL indica que la señal está saturada. Las otras dos muestras correponden a un depósito eólico situado en la ciudad de A Coruña (Penaboa-1 y Penaboa-2) cuya edad obtenida por OSL permite situarlos alrededor de los 300 ka BP (Trindade et al., 2013), debido a las bajas tasas de radiación ambiental (dosis anual) medidas en ellos, dado que se componen de un 90% de cuarzo. Debido a que los protocolos TT-OSL existentes son todavía experimentales, se ha aplicado un procedimiento de alícuota simple (SAR adaptado) y otro de alícuotas múltiples (MAAD). Se diferencia del anterior al irradiarse diferentes alícuotas de cuarzo con dosis beta diferentes, de modo que se reconstruye la curva de crecimiento dosis vs. Luminiscencia y se calcula la ED por extrapolación. La desventaja del protocolo MAAD es que no permite detactar problemas de blanqueado parcial de la señal OSL, lo que es poco probable en sedimentos eólicos (Wang et al., 2007).

#### PRIMEROS RESULTADOS

Para evaluar el comportamiento de las muestras y la señal transferida térmicamente, se han estudiado algunas alícuotas multigrano con un bajo número de granos (~50) en las tres muestras seleccionadas. Los resultados de los primeros tests indican que las señales OSL no son excesivamente altas. Las señales transferidas son relativamente bajas, de modo que en algunas alícuotas de las 3 muestras parecen ser insuficientes. En otras, proporcionan EDs entre 200 y 300 Gy, lo que supera ya la dosis máxima que se puede alcanzar por medio de la OSL convencional.

A partir de estos resultados, se puede esperar obtener edades absolutas con este procedimiento. Dada la baja señal OSL inicial, se procederá a repetir los tests con alícuotas multigrano mayores (~100 granos), de modo que se puedan obtener señales transferidas mayores y se compararán ambos procedimientos (SAR y MAAD) para seleccionar el más adecuado. Para comparar las edades finales, se utilizarán otras edades de las secuencias de las tres muestras como referencia, ya que los niveles superiores de ambas tienen depósitos de vertiente inmediatamente por encima, que serán datados por radiocarbono.

#### CONCLUSIONES

Las elevadas dosis de radiación ambiental observadas y medidas en el NO de la Península Ibérica (2-4 mGy/a en promedio y hasta 6-7 mGy/a en algunos casos) contribuyen a la saturación de la señal luminiscente de los minerales que contienen los sedimentos holocenos y pleistocenos en esta área. Esto hace que la utilización de cuarzo no permita alcanzar edades superiores a los 50 ka BP en muchos casos o que la utilización de feldespato no permita sobrepasar los 125-250 ka BP. El desarrollo de algunos procedimientos recientes, como la luminiscencia ópticamente estimulada transferida proporcionan térmicamente una herramienta alternativa que, teóricamente, permite alcanzar los 0,5 Ma utilizando cuarzo. Sin embargo, es

necesario todavía realizar dataciones independientes para comprobar la fiabilidad de las edades obtenidas.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por medio de los proyectos CGL2011-30141 e CGL2006-08996 del Ministerio de Economía y Competitividad y Ministerio de Ciencia e Innovación respectivamente.

#### REFERENCIAS

- Aitken, M.J., (1998): *An Introduction to Optical Dating*. Oxford University Press. 262 p.
- Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C. y Sohbati, R. (2012): A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, 41: 435-451.
- Consejo de Seguridad Nuclear (2000): *Proyecto Marna. Mapa de radiación gamma natural.* Colección Informes Técnicos 5. 2000. Madrid.
- Cunha P.P., Martins A.A., Huot, S.S., Murray A. y Raposo L. (2008): Dating the Tejo river lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. *Geomorphology*, 102: 43-54.
- Duller, G.A.T. y Wintle, A.G. (2012): A review of the thermally transferred optically stimulated luminescence signal from quartz for dating sediments. *Quaternary Geochronology*, 7: 6-20.
- Murray, A.S. y Wintle, A.G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32: 57-73.
- Trindade, J.; Prudêncio, M. I.; Sanjurjo Sánchez, J.; Vidal Romaní, J. R.; Ferraz, T.; Fernández Mosquera, D.; Dias, M. I. (2013): Post-depositional element enrichment processes inside dark nodular masses in an ancient aeolian dune from A Coruña, Northwest Spain. *Geologica Acta*, In press.
- Vidal Romaní, J.R., Sanjurjo Sánchez, J., Grandal D'Anglade, A., Vaqueiro Rodríguez, M. y Fernández Mosquera, D. (2010): Geocaracterización de yacimientos arqueológicos en medio sedimentario: cronología absoluta y relativa. *Monografías, Museo de Prehistoria y Arqueología de Villalba*, 5: 7-19.
- Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernandez-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R. y Sanjurjo-Sanchez J. (2012): A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on 10Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change*, 94-95: 82-100.
- Wang, X.L., Wintle, A.G. y Lu, Y.C. (2007) Testing a single-aliquot protocol for recuperated OSL dating. *Radiation measurements*, 42: 380-391.

#### Calibración de un modelo geomorfológico de dinámica dunar orientado a comportamiento

Calibrating a geomorphological behavior-oriented dune dynamics model

#### F. Barrio Parra<sup>1</sup> e I. Rodríguez-Santalla<sup>1</sup>

1 Dpto. Geología y Biología. Escuela Superior de Ciencias Experimentales y Tecnología, Universidad Rey Juan Carlos 28933 Móstoles (Madrid). fernando.barrio@urjc.es

**Resumen:** El seguimiento de los campos dunares y la evaluación de los patrones de acreción y erosión se realizan mediante la determinación de los cambios netos en volumen que proporcionan las técnicas topográficas. En campos dunares con disposiciones espaciales complejas, como el sistema dunar de El Fangar (Delta del Ebro, España) puede ser difícil establecer las interacciones entre las fuentes y los sumideros de sedimentos únicamente mediante el estudio de los cambios netos, siendo necesario el empleo de técnicas de modelización para caracterizar la entrada y salida de sedimento. En este trabajo se presenta un modelo celular de dinámica dunar, desarrollado en un entorno de software libre, que permite el empleo de datos de viento para reproducir la evolución de un sistema dunar (una novedad en este tipo de modelos). El modelo se aplica a una pequeña región del campo dunar de El Fangar topografiada dos veces mediante GPS-Diferencial (GPS-D) entre el 15 y el 18 de abril de 2012. Los modelos digitales de elevaciones junto a los datos de viento fueron empleados para realizar una calibración del modelo y obtener así los valores de las variables fenomenológicas que mejor reproducen la evolución observada. Las diferencias entre el mejor resultado de la modelización y el estado final observado se emplearon para realizar la estimación de los flujos de entrada y salida del sistema.

Palabras clave: Dinámica dunar, modelos celulares, datos de viento, balance sedimentario, delta del Ebro.

Abstract: The monitoring of dune fields and the evaluation of accretion and erosion patterns are made by determining the net change in volume providing by surveying techniques. In dune fields with complex spatial arrangements, as the dunes of El Fangar (Ebro Delta, Spain) may be difficult to establish interactions between sources and sinks of sediments by studying only net changes, requiring the use of modeling techniques to characterize the sediment input and output. We present a cellular model of dune dynamics, developed in a free software environment, which allows the use of wind data to reproduce the evolution of a dune system (new in this type of models). The model is applied to a small region of the El Fangar dune field surveyed with Differential GPS (DGPS) twice from 15 to 18 April 2012. The digital elevation models and wind data were used to calibrate the model and obtain the phenomenological variables values that best reproduce the observed evolution. The differences between the best modeling result and the observed final state were used for the estimation of the flows in and out of the system.

Key words: Dune dynamics, cellular models, wind data, sediment budget, Ebro Delta.

#### INTRODUCCIÓN

Las dunas litorales tienen importancia desde un punto de vista ecológico y de defensa costera. La topografía de campos dunares es una metodología reseñable a la hora de evaluar el cambio neto de volumen, mediante la comparación de modelos digitales de elevación. (Anthony et al., 2006; Saye et al., 2005; Sánchez-García et al., 2008). Cuando las dunas actúan como sumideros de sedimentos eólicos, (p.e. cordones dunares) y la playa es la única fuente de sedimentos, es relativamente sencillo plantear el modelo conceptual que describe la interacción playaduna. Si la configuración espacial del sistema dunar es más compleja, como en el de El Fangar (delta del Ebro, España, Fig. 1), resulta más difícil caracterizar esta interacción, debido a que las dunas atrapan sedimentos desde distintas fuentes, cediéndolos al sistema litoral

mientras avanzan y son erosionadas por el oleaje. En este contexto dinámico, la topografía de dunas y la estimación del balance sedimentario neto parecen insuficientes para caracterizar la interacción entre fuentes y sumideros de sedimentos, debiéndose emplear alternativas de modelización que permitan reproducir la dinámica dunar y estimar la entrada y salida de sedimentos y, por tanto, la evolución del sistema. Barrio-Parra et al. (2012) revisaron los modelos de dinámica dunar actuales concluyendo que la manera más sencilla y adecuada de reproducir el comportamiento de un sistema dunar es mediante los modelos celulares (Barchyn y Hugenholtz, 2011; Katsuki et al., 2011).

El objetivo de este trabajo es la aplicación y calibración de nuestro modelo celular de dinámica dunar a una zona del campo dunar de El Fangar para la



FIGURA 1. Localización de la zona de estudio

obtención de los flujos de sedimento que generaron el balance neto observado.

#### Descripción del modelo

El modelo puede resumirse en dos procesos principales: saltación y avalancha. El algoritmo de saltación (ecuaciones 1 y 2) consiste en el movimiento de una altura de arena  $(q_s)$  desde una posición de un modelo digital de elevaciones (erosión) hasta su depósito a una distancia a favor del viento denominada longitud de saltación  $(L_s)$  en cada paso de tiempo. El algoritmo de avalancha representa el proceso de deslizamiento que se produce cuando se supera el ángulo de reposo. Cuando esto ocurre, el volumen de arena que produce una pendiente inestable en la celda más alta se reubica a la celda más baja más cercana hasta obtener una pendiente que no exceda el ángulo de reposo.

$$h(x,y,t) \rightarrow h(x,y,t+1) - q_s \tag{1}$$

$$h(x+L_s,y,t) \rightarrow h(x+L_s,y,t+1) + q_s \tag{2}$$

El algoritmo asume que la longitud de saltación es proporcional al número de veces que se supera la velocidad umbral de transporte. En las simulaciones, se emplea la correlación entre velocidad de viento y transporte eólico y la velocidad umbral de transporte calculada para la zona de estudio por Sánchez-García (2008). La variabilidad del flujo de arena con la altura de la duna se describe en la ecuación 3. El efecto de aceleración (Momiji y Warren, 2000) se introduce con la dependencia de  $L_s$  con la altura de la duna (ecuación 4). Los términos *a* a *d* en estas ecuaciones se denominan variables fenomenológicas (Katsuki et al., 2011; Katsuki y Kikuchi, 2011) y son objeto de calibración.

$$q_s = q \cdot (a + b \cdot h(x, y)) \tag{3}$$

$$L_S = l_0 \cdot (c + d \cdot h(x, y)) \tag{4}$$

La calibración del modelo se ha planteado como un análisis de sensibilidad siguiendo un modelo factorial de  $5 \times 5$ , según el cual cinco combinaciones de parámetros relacionados con la erosión (*a y b*) se han enfrentado a cinco combinaciones de parámetros de saltación (*c y d*). El análisis de los resultados se basa en la observación de qué parámetros reproducen la evolución morfológica observada (p.ej.: migración de la duna y posición de la cresta) y cuáles generan formas no observadas (p.ej: *ripples* en la cara de barlovento, pérdida de morfología dunar o fuerte erosión)

Una pequeña zona del campo de dunas de El Fangar se topografió dos veces (el 15 y el 18 de abril de 2012) con GPS-D para obtener el estado inicial y final de su evolución. Los datos de dirección y velocidad de viento se obtuvieron de la estación meteorológica situada en el puerto de L'Ampolla (aproximadamente a 6 km del campo de dunas), facilitados por la Red de Instrumentos Oceanográficos y Meteorológicos (XIOM) de la Generalidad de Cataluña.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Durante la toma de datos, se observó una gran movilidad de las dunas asociada con una alta intensidad de viento. La diferencia de volúmenes entre los modelos digitales de elevaciones produjo un balance neto de 194 m<sup>3</sup>. Las condiciones medias de viento fueron de 8 m/s y dirección 283°N, con un viento máximo de 17 m/s procedente de esta dirección. El patrón observado mostró una migración mayor de la parte alta de la duna, formando una región plana entre el pie original y la nueva cresta (Fig. 2).



FIGURA 2. (A) Estado inicial del sistema dunar y (B) estado final. Las líneas verdes indican los contornos de los otros estados.

La Fig. 3 muestra algunos ejemplos de los resultados obtenidos durante la calibración. El empleo de valores bajos en los parámetros de saltación resulta en la formación de *ripples*. Este resultado se rechaza, dado que no es un fenómeno observado a la escala del estudio. La combinación de valores altos de c y b producen la pérdida de la estructura dunar, con formación masiva de *ripples* y apilamientos de arena. El empleo de valores altos de a produce la acentuación

de la cresta. El resultado que mejor reproduce la morfología observada (pendientes suaves, migración de la duna y posición de la cresta) es el producido por los parámetros a=0,5, b=1,0, c=2,0 y d=2,0.

El modelo digital de elevaciones resultante de esta simulación se ha empleado para estimar la entrada y salida de sedimento que genera el balance sedimentario observado. La entrada de sedimento se estima como la diferencia en volumen entre el resultado de la simulación y el estado final medido. La salida de sedimento se estima con la diferencia de volúmenes entre el estado inicial medido y el resultado de la simulación. El resultado de estas estimaciones es una salida de 232,4 m<sup>3</sup> y una captura de 426,3 m<sup>3</sup> de arena.

#### **CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS**

El modelo presentado en este trabajo y la metodología de calibración propuesta serán unas herramientas de gran utilidad en el estudio de la dinámica de sistemas dunares. Entre sus fortalezas se encuentra la baja demanda de datos y la posibilidad de ser utilizado en sistemas con regímenes de viento variable.

El modelo necesita del estado inicial y final para estimar el balance sedimentario, por lo que una futura mejora será la inclusión de algoritmos de entrada de sedimento. El modelo carece también de algoritmos que consideren la presencia de sombras y la captura de arena por la presencia de obstáculos, siendo esta otra línea de investigación futura. La reproducción de la morfología podría mejorarse incluyendo algoritmos de erosión fuerte en la cara de sotavento (Katsuki et al., 2011). La implementación de estos algoritmos puede resultar complicada al considerar la variabilidad en las direcciones de transporte. Una posible solución puede ser el planteamiento de los algoritmos unidireccionalmente y reorientar los modelos digitales de elevaciones según la dirección de procedencia del viento en cada paso de tiempo.

Esta aplicación tendrá un gran impacto en el estudio de sistemas dunares como el de la Flecha del Fangar, en especial en el estudio de las transferencias sedimentarias entre la playa y la duna. Este modelo también será de utilidad a la hora de explicar la morfología curvilínea que desarrolla este campo de dunas.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha llevado a cabo bajo el proyecto: "Determinación de las relaciones morfodinámicas y de los mecanismos de transferencia sedimentaria en el sistema playa-duna, así como su variación ante diferentes escenarios climáticos. Aplicación al sistema deltaico del río Ebro" financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología del Estado.



FIGURA 3. Ejemplos de los resultados de simulación obtenidos durante la calibración del modelo para diferentes pasos de tiempo (T).

#### REFERENCIAS

- Anthony, E.J., Vanhee, S., y Ruz, M.H. (2006): Shortterm beach-dune sand budgets on the north sea coast of France: Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch. *Geomorphology*, 81(3-4): 316–329.
- Barchyn, T.E. y Hugenholtz, C.H. (2011): A new tool for modeling dune field evolution based on an accessible, GUI version of the Werner dune model. *Geomorphology*, 138(1): 415-419.
- Barrio-Parra, F., Rodríguez-Santalla, I., Sánchez-García, M.J., y Montoya-Montes, I. (2012): A Brief Review of Actual Dune Dynamics Modeling: Applicability to El Fangar Dune System (Ebro Delta-Spain), En: New Frontiers in Engineering Geology and the Environment (Huang, Y., Wu, F., Shi, Z., y Ye, B. eds.). Springer Geology, 107-110.
- Katsuki, A. y Kikuchi, M. (2011): Simulation of barchan dynamics with inter-dune sand streams. *New Journal of Physics*, 13(6): 063049. 8pp.
- Katsuki, A., Kikuchi, M., Nishimori, H., Endo, N., y Taniguchi, K. (2011): Cellular model for sand

dunes with saltation, avalanche and strong erosion: collisional simulation of barchans. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(3):372-382.

- Momiji, H. y Warren, A. (2000): Relations of sand trapping efficiency and migration speed of transverse dunes to wind velocity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(10): 1069-1084.
- Saye, S.E., Van der Wal, D., Pye, K., y Blott, S.J. (2005): Beach–dune morphological relationships and erosion/accretion: An investigation at five sites in England and Wales using LIDAR data. *Geomorphology*, 72(1-4) 128-155.
- Sánchez-García, M.J. (2008): Evolución y análisis morfodinámico del campo dunar de la Flecha del Fangar (Delta del Ebro). Tesis Doctoral (inédita). Universidad Rey Juan Carlos, 185 pp.
- Sánchez-García, M.J., Rodríguez-Santalla, I., y Montoya-Montes, I. (2008): Short term coastal dune evolution of Fangar Spit (Ebro Delta, Spain). En: International Conference on Management and Restoration of coastal dunes, Santander. Comunicaciones: 56-62.

# Fotogrametría histórica como fuente de información en el análisis métrico de la evolución en espacios costeros. Aplicación de nuevos modelos de reconstrucción 3D a partir de imágenes

Historical Photogrammetry as source of information in the metric analysis in coastal areas evolution. Application of the new models of 3D reconstruction from images

#### O. Cuadrado Menéndez<sup>1</sup> y O. Martínez Rubio<sup>2</sup>

 Centro de Cartografía. Gobierno del Principado de Asturias. C/Coronel Aranda S/N, planta baja sector izdo. 33071, Oviedo. oscar.cuadradomendez@asturias.org 1 Director Técnico Geobit Consulting S.L, www.geobit.es; jmrubio@geobit.es
Director Técnico.Geobit Consulting, S.L. www.geobit.es; jmrubio@geobit.es

**Resumen:** Este trabajo pretende mostrar la importancia del empleo del archivo fotogramétrico existente en las diferentes administraciones públicas de nuestro país no solamente con fines puramente fotointerpretativos. La posibilidad de emplear nuevos métodos de reconstrucción 3D, así como la aparición de nuevas herramientas de software que implementan dichos algoritmos posibilitan a los equipos investigadores de diferentes áreas de conocimiento la realización de un análisis métrico riguroso, así como el seguimiento de la evolución morfológica de determinadas áreas de interés.

Palabras clave: MDS de alta densidad, DIM, SFM, reconstrucción 3D.

**Abstract:** This work shows the importance of the use of historical photogrammetric archive, distributed among the various government of our country, not only for photointerpretation. The possibility of using new methods of 3D reconstruction, and the emergence of new software tools that implement these algorithms enable the research teams in different areas of knowledge for conducting a rigorous metric analysis and monitoring the morphological evolution of certain areas of interest.

Key words: high density MDS, DIM, SFM, 3D reconstruction.

#### INTRODUCCIÓN

En la actualidad existe una gran cantidad de material fotográfico aéreo desperdigado entre las diferentes administraciones públicas de nuestro país.

Dicho material está correctamente catalogado en algunas ocasiones, mientras que en otras se encuentra, en el mejor de los casos, perdido en una caja dentro de un almacén sin que exista la posibilidad de acceder a dicho material para su análisis y explotación.

Está demostrada la utilidad de dicho material histórico fotogramétrico y de las posibilidades que ofrece a los diferentes grupos de investigación en aéreas de conocimiento variadas existentes en nuestro país. Sirva como aval de esta afirmación la existencia de un grupo de trabajo de la Universidad de Oviedo especializado en el inventario de este tipo de documentación.

La posibilidad de disponer de un inventario centralizado de todo este material facilitará la búsqueda

para cualquier persona interesada en consultar los diferentes documentos del catálogo.

Por otro lado, la aparición de nuevos métodos de reconstrucción tridimensional, principalmente Structure From Motion, ha permitido la elaboración de nuevas herramientas de software, tanto comerciales como de software libre, que permiten llegar un poco más allá en el análisis métrico de dicho material de archivo fotogramétrico. Sirva como ejemplo la generación de modelo digital de superficie (MDS) realizado a partir de un vuelo del año 2001 cuyo objetivo inicial era la obtención de cartografía a escala 1:1.000 (Fig. 1).

Los autores de este trabajo pretenden demostrar que es posible obtener MDS que permitan realizar estudios comparativos de diferentes aspectos de especial interés, como puede ser la inspección urbanística (control de alturas en edificaciones, detección automática de cambio), control de deformaciones así como la evolución de espacios costeros.



FIGURA 1. Fotografía 1:1000. Vuelo costero del año 2001. Área oriental del conjunto de playa/dunas de Salinas (estuario de Avilés).

#### METODOLOGÍA

Para este trabajo se ha empleado como zona de especial interés la playa de Salinas, dado que los resultados del trabajo tendrían una explotación directa por otros equipos de investigación ajenos a la topografía y fotogrametría. Como documentación de partida se han empleado los siguientes vuelos disponibles en el archivo fotográfico del Centro de Cartografía del Principado de Asturias:

- Vuelo 1970. Analógico.
- Vuelo 2001. Analógico.
- Vuelo 2003. Analógico.
- Vuelo 2006. Digital.
- Vuelo 2009. Digital.

Los vuelos analógicos han sido escaneados mediante un escáner fotogramétrico para poder procesar dichas imágenes digitalmente. Las fases del trabajo contemplan:

- 1. Escaneado de negativos analógicos.
- Diseño de puntos de apoyo que materialicen un marco de referencia común a todos los vuelos a emplear.

 Observación de puntos de apoyo en el campo, empleando técnicas de geodesia espacial para lo cual se utiliza la Red Geodésica Activa (http://rgapa.cartografia.asturias.es/) del Principado de Asturias, como marco geodésico de los trabajos (Fig. 2).



FIGURA 2. Medición de puntos de control en campo.

 Creación de proyectos específicos para cada uno de los vuelos, contemplando la autocalibración de la cámara fotográfica en el caso de que no exista certificado de calibración. 5. Orientación interna y externa de los fotogramas (Fig. 3).



FIGURA 3. Ajuste en bloque de los fotogramas de cada vuelo.

6. Obtención de modelos de superficie de alta densidad y textura (Fig. 4).



FIGURA 4. Perspectiva generada a partir de modelo de alta densidad con textura.

- 7. Control de calidad sobre superficies con escasa posibilidades de variación como pueden ser grandes losas de hormigón en estructuras.
- Determinación de modelos comparativos, analizando variaciones a partir de los curvados y modelos 3D generados.

A partir de los modelos generados se crean exportaciones a diferentes formatos GIS o de modelizado, en función del tipo de análisis a realizar (Fig. 5).

En el caso de empleo de herramientas GIS, el modelo se exporta a formato LAS (Laser File Format Exchange) por ser un formato implantado en prácticamente la totalidad de las herramientas existentes. Este formato permite el intercambio de información con grupos de trabajo diferentes, permitiéndoles explotar la información según sus necesidades con herramientas tipo QGIS o GlobalMapper (Fig. 6).



FIGURA 5. Perspectiva desde el mismo punto de vista de la Fig. 4 mostrando el modelo de alta densidad.



FIGURA 6. Generación de modelos y secciones mediante herramientas de explotación de datos geoespaciales.

#### CONCLUSIONES

Se ha podido comprobar que una mayor densidad de puntos de control permitiría verificar la calibración de la cámara en el caso de que se dispusiera de dicho certificado. En el caso de cámaras analógicas, el número de puntos de control viene condicionado por la necesidad de disponer de redundancia de observaciones a la hora de crear la matriz de diseño en el cálculo de dichos parámetros.

El disponer de abundantes puntos de control permite realizar un riguroso control de calidad del ajuste de haces, garantizando que las discrepancias existentes en el MDS son realmente ocasionadas por cambios de la superficie del terreno.

A través de la experiencia obtenida con este trabajo, sería viable diseñar una metodología para afrontar el la producción masiva de ortofotografía histórica, bien a través del empleo de herramientas de software libre, con las limitaciones en cuanto a tiempos de producción indicados, o bien mediante el empleo de una herramienta comercial como puede ser PhotoScan, automatizando todas las fases intermedias de generación de puntos de correlación en la orientación externa, generación de mascaras en zonas de interés, etc. Las posibilidades que ofrecen las nuevas herramientas de reconstrucción permitirán realizar reconocimientos de estructuras de difícil localización mediante el uso de técnicas convencionales de fotointerpretación (Fig. 7).



FIGURA 7. MDS de alta densidad en el que se pueden observar estructuras geológicas tapadas por la vegetación y de difícil localización en una ortofotografía o modelo del terreno convencional.



FIGURA 8. Modelo de alta densidad equivalente a LIDAR en primer rebote.

Finalmente, sería interesante realizar un estudio comparativo entre las precisiones alcanzadas por este

tipo de técnica y los modelos obtenidos mediante vuelos LIDAR (Fig. 8).

Los autores de este trabajo pretenden iniciar una línea de investigación orientada al estudio de herramientas de software libre que permitan automatizar las labores de producción masiva de ortofotografía histórica, completando con software comercial aquellas fases que en las que nos se pueda utilizar exclusivamente software libre.

#### REFERENCIAS

- Fernández García, F. (2012-2015): Diseño de un sistema de localización de fotografías aéreas históricas (España). Aplicaciones a la docencia, investigación, planeamiento, ordenación del territorio y los estudios de paisaje. Proyecto I+D+i Naciona (inédito)l. Universidad de Oviedo.
- http://www.agisoft.es: *PhotoScan Pro, modelado 3D basado en imágenes*. Último acceso 2013.04.18.
- http://www.cs.cornell.edu/~snavely/bundler/: Bundler: Structure from Motion (SfM) for Unordered Image Collections. Último acceso 2013.04.18.
- http://homes.cs.washington.edu/~ccwu/vsfm/: VisualSFM: A Visual Structure from Motion System. Changchang Wu. University of Washington at Seattle. Último acceso 2013.04.18.
- http://asprs.org/a/society/committees/standards/LAS\_1 \_4\_r12.pdf: ASPRS LAS 1.4 Format Specification, November 14, 2011. Último acceso 2013.04.18.
- http://meshlab.sourceforge.net/: *MeshLab*. Último acceso 2013.04.18.
- http://pointclouds.org/: *Point Cloud Library*. Último acceso 2013.04.18.
- http://www.qgis.org/: *Quantum GIS Project*. Último acceso 2013.04.18.

#### Caracterización geomorfológica mediante SIG de la costa septentrional de Marruecos

#### Geomorphological Characterization with GIS of the northern coast of Morocco

#### A. Pérez Alberti

Laboratorio de Tecnología Ambiental. Instituto de Investigaciones Tecnológicas. Universidad de Santiago. Campus Universitario Sur. 15782 Santiago de Compostela. xepalber@gmail.com.

**Resumen**: Caracterizar la costa septentrional de Marruecos ha permitido diferenciar sectores que presentan rasgos topográficos, litológicos y geodinámicos diversos con el objetivo de entender los ecosistemas existentes. Se ha partido de que toda caracterización debe estar encaminada a conocer, tanto los rasgos estáticos de los sectores costeros existentes como, muy especialmente, aquéllos que se derivan de su dinámica. Sin embargo, las dificultades de acceso a la información cartográfica y la extensión del área de estudio han impedido ir más allá de una aproximación general sin poder descender, más que puntualmente, a nivel de detalle. En la caracterización se ha utilizado un Modelo Digital del Terreno (ASTER) de 30 m de resolución que se ha procesado con ayuda de un SIG.

Palabras clave: geomorfología, tipos de costa, Marruecos, SIG.

**Abstract**: Characterize the northern coast of Morocco has allowed us to distinguish different sectors with topographic, lithological and Geodynamic features in order to understand the existing ecosystem. It has been assumed that any characterization must seek to understand both the static features of existing coastal areas and, especially, those who derive their dynamics. However the difficulties of access to cartographic information and the extent of the study area has prevented to go beyond a general approach without to achieve at a detailed level. In the characterization has been used a Digital Elevation Model (ASTER) of 30 m resolution that has been processed using a GIS.

Key words: geomorphology, coast types, Morocco, GIS.

#### INTRODUCCION

Caracterizar una costa supone diferenciar los distintos sectores que presentan rasgos topográficos, litológicos y geo-dinámicos concretos.

Toda caracterización debe estar encaminada a conocer tanto los rasgos estáticos de los diferentes tramos costeros como, muy especialmente, aquellos que se derivan de su dinámica. Para ello el juego de escalas, el usar a modo de *zoom* diferentes tipos de mapas, es fundamental. Cuando se dispone de cartografía de detalle de las regiones costeras se puede profundizar en el análisis y llegar a una de síntesis muy detallada. Por el contrario, en áreas como la marroquí, en donde la información es menor, únicamente es posible llegar a una caracterización más global, menos local.

En el caso que de Marruecos, la longitud de la costa, más de 3500 km) y la imposibilidad de contar con información detallada, ha obligado a buscar nuevas fuentes y una metodología alternativa basada en el uso de herramientas derivadas de los Sistemas de Información Geográfica (SIG).

El estudio ha permitido comprobar importantes contrastes entre los distintos sectores. Así se ha constatado el paso lateral de amplias planicies costeras a tramos de costa acantilada. En algunos lugares se puede ver la presencia de procesos actuales y, consecuentemente, la existencia de una dinámica activa. Por el contrario, en otros, domina la estabilidad, aunque esto hay que decirlo con cautela dado que la costa en general y la de Marruecos en particular, tiende siempre hacia la inestabilidad y por ende hacia la existencia de procesos de erosión costera. La intensa actividad agraria ha propiciado la presencia de laderas intensamente desforestadas lo que influye sin duda en los procesos de escorrentía.

En el presente estudio se ha analizado la costa norte, fundamentalmente, la mediterránea, el tramo que se extiende entre la frontera con Argelia y el sector occidental atlántico del estrecho de Gibraltar, con una longitud que supera los 1500km..

#### **METODOLOGIA Y OBJETIVOS**

En la realización del análisis se han usado. MDTs de 30 m de resolución obtenido de ASTER:

- Mapas geológicos y topográficos a diferentes escalas.
- Ortofotos obtenidos de Google Earth.
- Capas de información administrativa. Se ha utilizado el nivel 4 (Comunas) para localizar los lugares en los mapas.

La caracterización se hecho con ayuda e la herramienta ArcGIS10.1 (Licencia de la USC). Se ha usado el Modelo Digital del Terreno Aster de 30 m de resolución. Una vez ensamblado el mosaico de todo el noroeste de África se han seguido los siguientes pasos:

1.- Relleno de las imperfecciones del MDT.

- 2.- División de Marruecos en dos sectores: Septentrional (fundamentalmente la costa mediterránea) y Occidental (la costa atlántica). El objetivo ha sido eminentemente práctico: poder trabajar mejor con el modelo digital.
- Elaboración del mapa de curvas de nivel con 10 m de equidistancia. Objetivo: acercamiento al diseño de las formas costeras.
- 4.- Extracción de la curva de nivel de 0 m. Objetivo: marcar un límite claro a partir del que poder delimitar un ámbito de estudio.
- 5.- Creación de un buffer de 1.000 m de ancho. Objetivo: crear un ámbito lo suficientemente amplio que facilitase el llevar a cabo todo tipo de procesos automáticos encaminados a un mejor conocimiento de la costa.
- 6.- Creación de un búfer de 300 m. Objetivo: llegar a aquilatar mejor los tipos de costa existentes.
- 7.- Elaboración del modelo de altitudes de la franja costera septentrional (en adelante FCS). Objetivo: comprender las formas costeras.
- 8.- Reclasificación de la altitud de la FCS en 7 grupos: 1 (1-33 m), 2 (33-79 m), 3 (79-134 m), 4(134-204 m), 5 (204-296 m), 6 (296-429 m) y 7 (429-671 m). Objetivo: facilitar la posterior interrelación de la variable altitud con otras.
- 9.- Conversión del archivo raster en polígonos vectoriales. Objetivo: poder discriminar por grupo y usarlos individualmente.
- 10.- Exportación por grupo. Objetivo: permitir el análisis diferencial de cada altura en el ámbito de estudio.
- 11.- Elaboración del modelo de pendientes de la FCS. Objetivo: conocer la pendiente ha permitido entender mejor los procesos que se desarrollan sobre las laderas costeras.
- 12.- Reclasificación del mapa de pendientes en 5 grupos: 1 (0-6°), 2 (6-14°), 3 (14-24°), 4 (24-36°) y 5 (36-74°). Objetivo: facilitar el análisis y la interrelación con otras variables.
- Exportación del modelo raster a polígonos vectoriales. Objetivo: poder analizar mejor la distribución de los diferentes grupos.
- 14.- Exportación individualizada de cada grupo. Objetivo: poder observar mejor su distribución en el ámbito de estudio.

- 15.- Elaboración seleccionada de curvas de nivel a 10, 20, 30, 40, 60 y 100 m. Objetivo: conocer la altura de las diferentes unidades geodinámicas costeras y permitir observar su distribución en el ámbito de estudio y, al mismo tiempo, entender la configuración de la costa.
- 16.- Conversión del raster del ámbito en una malla de puntos. Objetivo: poder obtener la altitud de cada pixel.
- 17.- Extracción de los valores de cada pixel. Objetivo: determinar la altura concreta de cada punto y poder discriminarlos para entender mejor las formas costeras.
- Agrupación de puntos por alturas: <20 m, entre 20-40 m, entre 40-80 m y entre 80-140 m.
- Combinación entre el mapa de alturas y el de pendiente. Objetivo: crear unidades topográficas diferenciadas. Se han creado 31 Unidades Topográficas (UT).
- 20.- Selección por afinidades de 31 Unidades Topográficas (UT) (Tabla I). La combinación entre altura, pendiente y tipo de roca, permitiría crear automáticamente Unidades Geodinámicas (UG)
- 21.- Elaboración de perfiles topográficos de todo el ámbito. Objetivo: conocer mejor el escalonamiento de las UT en el ámbito de estudio. (Fig. 1).
- 22.- Obtención de orto-imágenes del ámbito de estudio a partir de Google Earth. Objetivo: lograr un mejor acercamiento a los diferentes tipos de costa.
- 23.- Consulta de la bibliografía existente. Objetivo: conocer la existencia o inexistencia de investigaciones sobre el área de estudio. Conviene apuntar la escasez de publicaciones centradas en la geomorfología costera.



TABLA 1. Características de las Unidades Topográficas definidas. En la base aparece la altura; en el eje vertical, la pendiente.
#### RESULTADOS

El análisis llevado a cabo ha permitido diferenciar tres grandes tipos de costas: rocosas, sedimentarias y antropizadas en las que se pueden individualizar múltiples variaciones en función de la presencia de uno

#### u otro factor:

1.- Costas rocosas

1.1.- Acantilados y pendientes rocosas

1.1.1.- Por su altura

1.1.1.1.- Acantilados altos (mayores de 30 m)



FIGURA 1. Perfiles topográficos con diferentes combinaciones de UT en distintos sectores costeros.

- 1.1.1.2.- Acantilados bajos (menores de 30 m)
- 1.1.2.- Por su composición
- 1.1.2.1.- Acantilados modelados sobre rocas carbonatadas
- 1.1.2.2.- Acantilados modelados sobre sustratos silíceos
- 1.1.2.3.- Acantilados modelados sobre rocas extrusivas e intrusivas.
- 1.1.3.- Por la configuración de su base.
- 1.1.3.1.- Colgados.
- 1.1.3.2.- Base rocosa o de bloques.
- 1.1.3.3.- Base arenosa.
- 1.1.4.- Por su dinámica
- 1.1.1.4.1.- Acantilados estabilizados.
- 1.1.1.4.2.- Acantilados con evidencias de inestabilidad.
- 1.2.-Plataformas rocosas
- 2.-Costas sedimentarias
- 2.1-Costas arenosas
- 2.1.1.- Playas
- 2.1.1.1.- Por su relación con otras unidades:
- 2.1.1.1.1.- Playa asociada a planicie posterior.
- 2.1.1.1.2.- Playa asociada a acantilados.
- 2.1.1.1.3.- Sistema playa duna.
- 2.1.1.1.4.- Sistemas playa-lagooms
- 2.1.1.1.5.-Playas asociadas a desembocaduras de *oueds*.
- 2.1.1.2.- Por su forma
- 2.1.1.2.1.- Playa longitudinal.
- 2.1.1.2.2.- Playa en arco individualizada.
- 2.1.1.2.3.- Playas en arcos múltiples.
- 2.1.2.- Dunas costeras
- 2.1.2.1.- Dunas activas.
- 2.1.2.2.- Dunas estabilizadas.
- 2.2. Costas fangosas, llanuras salinas y lagunas costeras supra litorales.
- 3.-Costas antropizadas.
- 3.1.- Playas con paseo posterior.
- 3.2.- Playas con espigones.
- 3.3.- Playas con asentamientos

#### CONCLUSIONES

El análisis de la costa septentrional de Marruecos indica ha permitido constatar:

- 1.- La utilidad de los SIG en la caracterización costera.
- 2.- La existencia de 31 unidades topográficas que al combinarse entre sí generan multitud de unidades geodinámicas o tipos de costa con comportamientos muy diversos.

- 3.- La abundancia de sectores de costa baja, tanto arenosa como rocosa, lo que ha favorecido una intensa humanización del territorio. Queda por determinar la longitud de cada sector.
- 4.- La constatación de la intensa relación interior-costa.
- 5.- Toda la fachada costera muestra indicios de modificaciones costeras siendo estas mayores en aquellos lugares en los que dominan los sistemas sedimentarios.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente estudio se enmarca dentro del proyecto "Proyecto TRANSHABITAT" de la UICN.

## REFERENCIAS

- Aït Hssaine, A. y Bridgland, D. (2009): Pliocene-Quaternary fluvial and aeolian records in the Souss Basin, southwest Morocco: A geomorphological model. *Global and Planetary Change* 68: 288-296.
- Charroud, M., Cherai, B., Benabdelhadi, M. Y Falguéres, Ch. (2007): Impact de la néotectonique quaternaire sur la dynamique sedimentaire du Saïs (Maroc): du bassin d'avant fosse Pliocene au plateau continental Quaternaire. *Quaternaire* 18 (4): 327-334
- Chalouan, A. Michard, A, El Khadiri, Kh., Negro, F.,
  Frizon de Lamotte, D, Soto, J.I. y Saddiqi, O. (2008). The Rif Belt. In: A. Michard, O. Saddiq., A. Chalouan y D. Frizon de Lamotte, (eds.):
  Continental Evolution: *The Geology of Morocco*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, 203-302.
- Galindo-Zaldívar, J. *et al.* (2010): Eustatic and tectonic controls on Quaternary Ras Leona marine terraces (Strait of Gibraltar, northern Morocco). *Quaternary Research* 74, 277–288.
- Gómez Zotano, J. y Martín-Vivaldi Caballero, M.E. (2010): Cartografía y Unidades Geomorfológicas de la Provincia de Tetuán, Marruecos. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* 54, 149-173.
- Schlüter, T, (2008): Geological Atlas of Africa. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. 311 pp.
- Snoussi, M. *et al.* (2009): Impacts of sea-level rise on the Moroccan coastal zone: Quantifying coastal erosion and flooding in the Tangier Bay. *Geomorphology* 107, 32-40.

# Detección de rasas mediante SIG en la costa oriental de Asturias (N de España)

#### Marine terraces detection by GIS on the east coast of Asturias (N Spain)

#### M.J. Domínguez-Cuesta<sup>1</sup>, M. Jiménez-Sánchez<sup>1</sup> y J.A González-Fernández<sup>1</sup>

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo (Asturias). mjdominguez@geol.uniovi.es

**Resumen:** La delimitación de rasas puede realizarse con facilidad si se encuentran bien conservadas, mediante el uso conjunto de trabajo de campo y fotointerpretación. Sin embargo, la actuación de procesos erosivos posteriores a su emplazamiento, puede modificar su morfología inicial, dificultando su reconocimiento. En este trabajo se presenta la metodología diseñada para identificar rasas con un criterio objetivo, mediante el empleo de Sistemas de Información Geográfica y análisis cuantitativos del relieve basados en el empleo del método hipsométrico. Finalmente, se aplica dicho método al reconocimiento y delimitación de superfícies de arrasamiento en el área oriental de la costa de Asturias.

Palabras clave: rasas, SIG, costa oriental, Asturias.

**Abstract:** The delimitation of marine terraces can be done easily, if they are well preserved, by using fieldwork and photointerpretation. However, subsequent erosion can modify its initial morphology, hindering recognition. This paper presents the methodology designed to identify marine terraces, by using GIS and quantitative analysis of the relief (hypsometric method). Finally, the method is applied to the recognition and delineation marine terraces in the eastern coast of Asturias.

Key words: marine terrace, GIS, Eastern coast, Asturias.

#### INTRODUCCIÓN

En Asturias, diversos trabajos han mostrado la importancia de las rasas en la configuración del relieve de las zonas litorales y prelitoriales (Mary, 1983; Flor, 1983; Moñino *et al.*, 1988; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002 y 2006; Gutiérrez Claverol *et al.*, 2006; Flor Blanco, 2007, Álvarez-Marrón *et al.*, 2008), diferenciando distintos niveles de rasa con relativa claridad en aquellas zonas donde el sustrato dominante es de carácter silíceo (Cuarcita de Barrios, Serie de los Cabos, etc), como sucede en el Occidente de Asturias.

Si se encuentra bien conservada, la rasa puede ser representada cartográficamente con facilidad. Sin embargo, la actuación de procesos erosivos posteriores a su emplazamiento, puede haber modificado su morfología inicial, con lo cual, las superficies planas que sirven como criterio de reconocimiento no se conservan. En estos casos, el reconocimiento y cartografía de las rasas conlleva una mayor carga de subjetividad por parte del investigador.

En el oriente de Asturias, se distinguen con claridad superficies de arrasamiento modeladas en sustratos constituidos por Cuarcita de Barrios, como ocurre, por ejemplo, en el sector de la desembocadura del río Bedón, con varios niveles de rasa conservados a diversas cotas: 285 m, 230 m; 185 m, 115 m, 80 m; 35 m y 20 m respectivamente (Flor, 2000) o en el de Ribadedeva (125-170 m, Jiménez-Sánchez *et al.*, 2006). Sin embargo, en sustratos formados por calizas esta distinción no es tan precisa como sucede, por ejemplo, con los niveles descritos a 70-80 msnm en el sector de

Ribadesella (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2004) o entre 50 y 64 m en el entorno de Ribadedeva (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2006). La hipótesis de partida es que, una adecuada caracterización geomorfológica cuantitativa de las rasas bien conservadas en sustratos cuarcíticos, permitiría definir criterios válidos para compararlas con superficies modeladas en sustratos calcáreos y realizar su correlación. En este contexto se sitúa este trabajo, que persigue dos objetivos: i) diseñar una metodología de trabajo que permita la identificación de rasas con un criterio objetivo, basándose en el empleo de Sistemas de Información Geográfica (SIG) y análisis cuantitativos del relieve y ii) aplicar el método al reconocimiento y delimitación de superficies de arrasamiento en el área oriental de la costa de Asturias.

#### Área de estudio

El área en la que se ha centrado este trabajo corresponde a la parte oriental de la costa asturiana (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico, incluye dos conjuntos estratigráfico-estructurales bien diferenciados: el sustrato paleozoico y la cobertera meso-terciaria. El primero se extiende por los bordes sur y este, con formaciones muy variadas que incluyen litologías calcáreas (Fm. Láncara, Fm. Alba, Fm. Escalada o Caliza de Montaña) y detríticas (Fm. Oville, Fm. Barrios, Fm. Sueve, Fm. Carazo, Fm. Ermita, Fm. Vegamián, Fm. Ricacabiello y Fm. Beleño, entre otras). El Mesozoico y el Cenozoico ocupan el centro y la parte noroccidental de la zona de estudio. Ambos conjuntos están separados por una discordancia angular o por fallas de diversa importancia.



FIGURA 1. Localización del área de estudio en el oriente de Asturias.

#### Metodología de trabajo

La metodología llevada a cabo en este trabajo ha supuesto la realización de las siguientes tareas: 1) recopilación de información en formato digital, 2) construcción de una base de datos mediante SIG y 3) tratamiento de toda la información en el SIG, con la creación de perfiles y modelos 3D.

1) La información sobre altimetría utilizada en este trabajo procede del Modelo Digital de Elevaciones elaborado y publicado por el servicio cartográfico del Principado de Asturias con un tamaño de celda de 5 m. Las capas digitales correspondientes a la litología y estructura del sustrato de la zona estudiada (hojas 1:50.000 N° 15, 30, 31, 32 y 33) se descargaron en formato vectorial de la página web del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, http://cuarzo.igme.es/sigeco) y se unieron mediante SIG. También se ha recopilado la información referente a las formaciones superficiales correspondiente a la Cartografía Temática Ambiental publicada por el Principado de Asturias en el año 2002 a escala 1:25.000. Estos datos en formato vectorial, corresponden a las hojas 15 III y IV, 30 I, II, III y IV, 31 I, II, III y IV, 32 I, III y IV y 33 IV y presentan una levenda en la que las formaciones superficiales se diferencian en función de la naturaleza de los clastos (silíceos, calcáreos o mixtos) y su porcentaje respecto al contenido en matriz. Sin embargo, para el trabajo que nos ocupa es necesario diferenciar las formaciones superficiales desde un punto de vista genético, discriminando las correspondientes a rasas. Por ello, se ha combinado la información de la posición de las formaciones superficiales con otros datos como la altitud o la distancia a la costa, lo que permite discriminarlas con un criterio genético.

2) El tratamiento de la información se llevó a cabo mediante el software de la casa comercial ESRI, ArcGIS 10.0. A partir del MDE, se elaboró el Modelo Digital de Pendientes (MDP, celda  $5 \times 5m$ ) que fue reclasificado en rangos de intervalo variable (1, 5 o 10°). Además, a partir del MDE se construyó un modelo TIN (Triangulated Irregular Network).

3) El tratamiento de toda la información en el SIG ha permitido caracterizar las superficies identificadas como rasas en la cartografía digital del MAGNA (IGME). Ello se ha llevado a cabo mediante el tratamiento de las capas correspondientes al MDE y MDP y su cruce con las rasas cartografiadas en el MAGNA, teniendo en cuenta, además, que las rasas presentan una pendiente muy suave que buza ligeramente hacia el mar (entre 1º-3º según Anderson, 1999 o entre 1º-5º, según Gutiérrez Elorza, 2008). Ello permite establecer patrones de distribución de pendientes en relación a la altitud, mediante modelos del terreno en 3D, combinados con estudios hipsométricos. El análisis tridimensional del TIN se lleva a cabo en el módulo ArcScene y los perfiles con la extensión de 3DAnalyst de ArcGIS. En las curvas hipsográficas, los máximos representarían abundancia de superficie con una misma altitud (Ebert et al., 2011) que puede corresponder a una superficie plana que ha sufrido erosión o meteorización. Todo ello permitirá identificar otras áreas con similares características que aún no han sido reconocidas como rasas.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

# Caracterización cuantitativa del relieve y la litología mediante SIG

En la zona de estudio hay un predominio de formaciones calcáreas (37,9%) de la superficie estudiada) frente a las de carácter silíceo (30,1%) y las de naturaleza mixta (23,9%). La formación silícea predominante corresponde a la cuarcita ordovícica de la Formación Barrios con una superficie de 188 km<sup>2</sup>. Por lo que respecta a las formaciones calcáreas, la más extensa es la Formación Barcaliente con una superficie de 137 km<sup>2</sup>.

abundante matriz ( $146 \text{ km}^2$ ).

El MDE pone de manifiesto que la altitud varía entre 0 y 1.315 m, estando más del 20% de la superficie estudiada entre los 150 y los 250 m (Fig. 2a). En la Fig. 2b **;Error! No se encuentra el origen de la referencia**.se observa cómo los valores de baja pendiente se distribuyen principalmente en zonas cercanas a la costa, formando una banda de entre 3 y 4,5 km de ancho, o bien siguiendo los principales cursos fluviales. El 68% de la superficie se encuentra en valores comprendidos entre 10° y 40°.



FIGURA 2. a) MDE y b) MDP del área de estudio.

El cruce del MDE y los recubrimientos superficiales, ha permitido discriminar una serie de superficies con orografía casi plana, que no corresponden a superficies asimilables a antiguas plataformas.

#### Relación entre las rasas y los MDTs

El cruce de las rasas cartografiadas en el MAGNA con los datos de litología y MDTs ha puesto de manifiesto que la mayor parte de ellas se desarrollan sobre sustratos de la Cuarcita de Barrios, con una superficie de 9,7 km<sup>2</sup> y, de ellas, un 48 % tiene una pendiente menor que 3° y un 69 % menor o igual a 5°. El resto, desarrolladas sobre la Caliza del Cuera, ocupa una superficie de 2,9 km<sup>2</sup>, de las cuales el 61,3 % tiene una pendiente menor o igual a 5°.

La representación de los datos hipsométricos de las rasas cuarcíticas destaca la importante concentración que se produce entre los 202 m y los 232 m (Fig. 3), siendo especialmente significativo a los 220 m de altitud. También es remarcable la concentración existente entre los 132 m y los 162 m de altitud. Respecto a las calcáreas, hay dos rangos de altitud

donde se concentran principalmente: entre 24 y 34 m, con el 32,3% y entre 59 y 69 m, con un 24,3% respectivamente de las rasas.



FIGURA 3. Distribución de superficies de rasa sobre Cuarcita de Barrios (MAGNA) en relación a la altitud.

Los perfiles topográficos realizados sobre las rasas cuarcíticas en el entorno del río Bedón (Figs. 4 y 5), definen una morfología en forma de "mesetas" en las que una serie de planicies ligeramente inclinadas hacia la costa están limitadas en sus extremos por pendientes muy fuertes.



FIGURA 4. Posición de los perfiles realizados en las zonas de rasa del entorno de los ríos Bedón y Nueva.



FIGURA 5. Perfil topográfico sobre la zona de rasa del entorno del río Bedón.

Estas zonas planas situadas en la margen izquierda del río Bedón no presentan continuidad hacia el oeste, al otro lado del río de Nueva (Fig. 6), a pesar de que la litología continúa siendo Cuarcita de Barrios. Esto sugiere que el trazado del río podría estar asociado a una falla N-S. Así, en el perfil de la Fig. 6 se puede observar como la altitud a ambos lados del río de Nueva es bastante diferente, encontrándose entre los 200 y 250 m de altura al Este de dicho valle, mientras que hacia el Oeste la altura media oscila entre 300 y 350 m llegando a superar los 500 m. Estas diferencias de cota, junto con las diferencias en la morfología (plana al este y accidentada al oeste) apoyarían la idea de que por dicho valle pudiera pasar un accidente tectónico, como una falla, que habría jugado o rejugado con posterioridad a la formación de la rasa en esta zona, rejuveneciendo el relieve del bloque más occidental.

Búsqueda de otras superficies de rasa

La aplicación de todo lo expuesto anteriormente ha permitido delimitar diversas áreas como rasas no consideradas tales hasta el momento actual (González-Fernández, 2012). Sobre la Cuarcita de Barrios, en el entorno de Berbes se ha delimitado una superficie de 0,43 km<sup>2</sup>, con pendiente inferior a 5° y altitud entre 200-250 m. Sobre la Caliza del Cuera, en la margen izquierda de la desembocadura del río Sella, existe una superficie con valores de pendiente variables (los más numerosos entre 10-15°) y altitud entre 61-73 m, que no se recoge como rasa en el MAGNA aunque fue definida como tal en trabajos previos (Jiménez-Sánchez et al., 2004). Sobre las formaciones jurásicas Tereñes y Lastres, se ha delimitado también una superficie de 35.9 km<sup>2</sup>, con pendiente inferior a 5° y rango de altitud predominante 150-175 m. Por último, sobre las calizas con Alveolinas y Nummulites del Eoceno en el entorno de la localidad de Colombres, se ha delimitado una superficie de 1,1 km<sup>2</sup> en la que un 45% de la misma se sitúa en altitudes entre 110 y 120 m, teniendo el 30% una pendiente inferior a 5°.



FIGURA 6. Corte topográfico en el entorno del río de Nueva en el que se reconoce perfil de rasa únicamente al Este del mismo (trazo grueso discontinuo).

#### CONCLUSIONES

La utilización del Modelo Digital de Pendientes permite delimitar aquellas áreas con inclinación inferior a 5° cuyo origen podría corresponderse con superficies de arrasamiento marinas. Este criterio se complementa con otros como la distancia a la línea actual de costa o la presencia de formaciones superficiales, lo que permite descartar zonas planas con otros orígenes, particularmente llanuras aluviales. Cuando el sustrato está compuesto por litologías resistentes como las cuarcitas, es válido el método anterior. Sin embargo, en litologías calcáreas el empleo exclusivo de este criterio no es discriminante, debido a su modificación por procesos de karstificación posteriores a su formación. En este sentido, la representación hipsométrica y la realización de perfiles topográficos permitieron dibujar envolventes que definen las superficies de rasa en este tipo de litologías, muchas no recogidas en ninguna cartografía previa.

Finalmente, la utilización de MDTs en la caracterización de las superfícies de rasa ha permitido constatar diferencias en su grado de conservación a ambos lados de algunos valles, lo que sugiere la

presencia de accidentes tectónicos no descritos, en concreto fallas, que podrían haber jugado o rejugado con posterioridad a la formación de las rasas.

#### REFERENCIAS

- Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niederman, S., Menéndez, R. y 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.
- Anderson, R.S., Densmore, A.L. y Ellis, M.A. (1999): The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research*, 11: 7-19.
- Ebert, K., Hättestrand, C., Hall, A.M. y Alm, G. (2011): DEM identification of macroscale stepped relief in arctic northern Sweden. *Geomorphology*, 132: 339-350.
- Flor, G. (1983): Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 13: 65-81.
- Flor Blanco, G. (2007): Características morfosedimentarias y dinámicas y evolución ambiental de los estuarios de Tina Mayor, Tina Menor y San Vicente de la Barquera (Costa Occidental de Cantabria). Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Oviedo. 477 pp.
- González-Fernández, J.A. (2012): Utilización de los SIG para la caracterización del relieve en el entorno de Ribadesella. Tesis de Máster (inédita). Universidad de Oviedo. 61 pp.
- Gutiérrez Claverol, M; López Fernández, C. y Alonso, JL. (2006): Procesos neotectónicos en los depósitos de rasa de la zona de Canero (Occidente de Asturias). *Geogaceta*, 4: 75-78.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008): *Geomorfología*. Pearson-Prentice Hall, 898 pp.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón-Ruiz, S., Farias, P., García-Sansegundo, J. y Canto-Toimil, N. (2002): Estudio preliminar de la Geomorfología de la Cueva de El Pindal (Ribadedeva, Oriente de Asturias). *Geogaceta*, 31, 47-50.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Farias, P., García-Sansegundo, J. y Canto Toimil, N. (2004): Geomorfología de la cueva de Tito Bustillo y del macizo kárstico de Ardines (Ribadesella, Costa Cantábrica, Norte de España). Boletín Geológico y Minero de España, 115 (2): 257-263.
- Jiménez-Sánchez, M, Bischoff, J., Stöll, H. y Aranburu, A. (2006): Geochronogical approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). Zeitschrift für Geomorphologie, 147: 129-141.
- Mary, G. (1983): Evolución del margen costero de la cordillera cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 13, 3-35.
- Moñino, M., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. (1988): Pleistocene sea level changes in the Cantabrian coast Spain. En: Singh, S., Tiwari, R.C. (Eds.). Geomorphology and Environmental Management. The Allahabad Geogr. Soc., Allahabad, India. Proceedings: 351-364.

# El papel del karst en la morfogénesis costera: el ejemplo de las calas de Mallorca y Menorca

The karst role in coastal morphogenesis: The "calas" of Mallorca and Menorca as an example

J.J. Fornós<sup>1</sup>, F. Gràcia<sup>1,2</sup> y L. Gómez-Pujol<sup>1,3</sup>

1. Karst and Littoral Geomorphology Research Group. Universitat de les Illes Balears. Crta. Valldemossa, km 7,5. 07122 Palma de Mallorca. joan.fornos@uib.cat.

2. Grup Nord. Federació Balear d'Espeleologia. xescgracia@yahoo.es.

3. SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System. Parc Bit, Edifici Naorte, 07121 Palma de Mallorca, Islas Baleares.

lgomez-pujol@uib.cat.

**Resumen:** La creciente exploración de las cavidades del litoral de Mallorca y Menorca, muchas de ellas con importantes desarrollos subacuáticos, pone de manifiesto la relación genética e hidrológica entre las calas y el endokarst. La presencia de cavidades kársticas, que son capturadas por la erosión marina y posteriormente desmanteladas de forma progresiva, constituye un factor más a tener en cuenta en el desarrollo de las calas, una macroforma de litoral característica de, entre otros lugares, el área mediterránea.

Palabras clave: karst, cala, costa rocosa, caliza, oscilación del mar

**Abstract:** The increasing exploration of coastal caves of Mallorca, most of them with significant underwater continuations, highlights the possible genetic and hydrological relationships between coves and endocarst. The capture of karst cavities by marine erosion and their later progressive erosion is a factor to consider in the development of coves, a characteristic macroform developed, among other areas, in the Mediterranean littoral.

Key words: karst, cala, rocky coast, limestone, sea-level oscillation

#### **INTRODUCCIÓN**

Las últimas décadas han experimentado el resurgimiento del estudio de las costas rocosas en el seno de la geomorfología litoral. El papel preponderante de la dinámica erosiva de acantilados y plataformas litorales –en términos de cuantificación de las tasas de erosión y los procesos asociados– ha dejado en un segundo término la caracterización de macroformas como rías, fiordos, etc, así como la exploración del papel que juegan agentes como el karst o el control estructural, entre otros, en el trazado y evolución del litoral rocoso (Woodroffe, 2002).

El papel de los procesos kársticos y, en especial, de la particular hidrología de las unidades costeras, adquiere un papel de gran relevancia en la evolución morfológica de las costas labradas en roquedos calcáreos, además de la conocida acción erosiva y la alteración asociada a los agentes marinos.

En este sentido, el presente trabajo pretende recapitular y reflexionar sobre los avances en el conocimiento del papel de los procesos kársticos en el desarrollo de las costas rocosas y en especial en el de las calas, unas macroformas características del litoral mediterráneo (aunque presente en otras áreas como el Caribe y el Sur de Australia). Para ello se aportan ejemplos y observaciones obtenidos en el transcurso de diferentes campañas y proyectos de investigación llevados a cabo en las islas de Mallorca y Menorca.

#### Definición científica del término "cala"

Aunque en un sentido estricto y desde que fuera introducido en la terminología geomorfológica por Penck (1984), el término cala tiene un sentido más restrictivo en su acepción popular y por extensión en la toponimia, se usa indistintamente para designar cualquier entrada de pequeñas dimensiones en la línea de costa. Según Rosselló (2005), se denomina cala a una indentación de la línea de costa relacionada con los procesos de inundación eustática de antiguos valles, a menudo no funcionales en sentido fluvial estricto, encajados en plataformas carbonatadas (Fig. 1).

Uno de los atributos diagnósticos de las calas es la configuración de una bahía, más o menos cerrada, de planta semicircular -en muchos casos- y limitada por paredes verticales, que constituyen la desembocadura de valles formados por la incisión de cursos fluviales en plataformas de tipo carbonatado, durante las etapas de descenso del nivel marino Plio-Cuaternario (periodos glaciales).



FIGURA 1. Cala Magraner, ejemplo arquetípico del concepto geomórfico de cala.

#### LAS CALAS EN BALEARES

#### Atributos fisiográficos

Las planicies carbonatadas, que en los ejemplos caracterizados en las Islas Baleares pertenecen al Mioceno Superior, suelen presentar estratificación horizontal o un buzamiento suave hacia el mar. El posterior ascenso del nivel marino (periodos interglaciares) ha contribuido a la configuración y caracterización actual de las calas, provocando la inundación de las partes más deprimidas. Una vez estabilizado el nivel del mar, en las zonas más deprimidas se han instalado ambientes de marismas y albuferas favorecidas por la formación de sistemas de barrera (playa y dunas) que constituyen el cierre de los límites rocosos de la bahía.

#### Influencia de la geoquímica de las aguas de mezcla

Muchos son los factores y procesos que intervienen en la formación y evolución de una cala. Gelabert et al. (2005) incidieron en el control estructural y la neotectónica sobre la tipología de cala; Segura et al. (2007) en la geometría de las redes fluviales asociadas a las calas y la importancia de la captura de dolinas y cavidades en la configuración final de las redes de drenaje; y Gómez-Pujol et al. (*in press*) han abordado la importancia de diferentes controles sobre la morfometría de las calas, destacando el control estructural y la geometría de la plataforma carbonatada, seguidos de un retoque íntimamente ligado a los procesos kársticos.

En el contexto espeleogenético de las plataformas carbonatadas del Mioceno Superior del sur de Menorca y sur y sureste de Mallorca, las cavidades costeras tienen un desarrollo favorecido por los procesos geoquímicos que caracterizan la mezcla de aguas dulces y marinas (Plummer, 1975; Mylroie y Mylroie, 2007). A su vez, estos procesos se ven reforzados por una elevada permeabilidad derivada de la importante porosidad primaria que presentan los materiales calcareníticos (facies arrecifales) del Mioceno Superior. Este aspecto ha sido claramente puesto de manifiesto en los abundantes trabajos que consideran los procesos espeleogenéticos de las cavidades de Mallorca (Ginés y Ginés, 2011).

En Baleares, las cavidades de mayor recorrido se corresponden con sistemas kársticos litorales total o parcialmente inundados, situados por debajo del actual nivel del mar (Gràcia et al., 2011). Además, han sido descritos diferentes niveles de cavidades y conductos que se corresponden con distintos periodos de espeleogénesis. El conjunto denota una coalescencia relativamente aleatoria de cada una de las unidades que han ido conectándose y creciendo de forma tridimensional al conectar las unas con las otras, dando lugar a una disposición en planta de carácter ligeramente arborescente. Por ello, la disposición de las cavidades está íntimamente relacionada con la morfología y el trazado de las calas (Fig. 2).



FIGURA 2. El papel de las cavidades en la geometría de las calas, Cala Varques, SE Mallorca.

#### La contribución del karst en su formación

La cartografia geomórfológica del sur de Menorca, así como la creciente exploración de las cavidades litorales de las costas oriental y meridional de la isla de Mallorca (Gràcia et al., 2011) -la mayoría de las cuales presentan importantes continuaciones por debajo del presente nivel marino- ponen de manifiesto una clara relación genética e hidrológica entre las calas y el endokarst. A grandes rasgos el papel del karst en el modelado costero y, en concreto, sobre las calas puede agruparse en tres tipos de influencia, (a) formación de cavidades favorecida por la geoquímica de mezcla de aguas (dulce y marina); (b) colapsos de cavidades íntimamente relacionados con las oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario y (c) influencia de la captura marina de cavidades cársticas en el trazado de la línea de costa.

# El papel de colapsos kársticos y la oscilación del nivel del mar durante el Cuaternario

La exploración y la cartografía subacuática de cavidades, así como la cartografía geomorfológica ponen en evidencia la presencia de abundantes colapsos kársticos y el modo en que éstos influyen, tanto en el trazado de la línea de costa como en la evolución del sistema de cavidades del S y SE de Mallorca y el S de Menorca. La pérdida de soporte hidráulico, debida a la bajada del nivel freático, asociada a los niveles bajos marinos durante los estadios glaciares del Cuaternario, propiciaría el colapso de dichas cavidades (Fig. 3).



FIGURA 3. El colapso de galerías y conductos es frecuente en las cavidades litorales de las Baleares.

En este sentido, las calas, asociadas a la desembocadura de cursos torrenciales, evolucionarían con una forma final que habría sido favorecida por la coalescencia de los colapsos endokársticos. Éstos, a su vez, estarían controlados por la fracturación y el drenaje de las aguas subterráneas, los cuáles actúan como factores determinantes en la formación y evolución no sólo de muchas cavidades litorales (Ginés, 2000), sino que lo hacen también con el trazado de los cursos fluviales (Fig. 4). Como apuntan Segura et al. (2007), el dominio de los procesos kársticos matiza el carácter fluvial de la red de drenaje hasta el punto de formarse falsos meandros que responden a la morfología de las dolinas o de las cavidades capturadas por la red de drenaje.

# La influencia de la captura marina de cavidades kársticas

La presencia de cavidades kársticas capturadas por la erosión marina, que son desmanteladas de forma progresiva, constituye un factor más a tener en cuenta en el desarrollo y formación de las macroformas litorales (Fig. 5). Algunos autores como Gràcia et al. (1998) ya indican que por colapso y erosión marina, el techo de una cavidad puede llegar a formar una entrada, tierra adentro, cuyas dimensiones dependerán de las de la cavidad primigenia. Desde el punto de vista de la morfogénesis litoral, la escala temporal y espacial a la que actúan dichos procesos puede ser muy grande.

A una escala relativamente más pequeña, es sabido que las cuevas de abrasión marina, muy abundantes en toda la costa, aunque de dimensiones más modestas, se generan como consecuencia de los procesos erosivos de la dinámica litoral, incidiendo en puntos de debilidad litológica o estructural. Sin embargo, en la costa balear la mayor parte de dichas cavidades, muy abundantes a mesoescala, se corresponden con la captura de cavidades y/o conductos, que están generados en la zona de mezcla costera por el retroceso de los acantilados causado por la erosión marina. Serían las denominadas "capturas kárstico-marinas" descritas por Montoriol-Pous (1971).



FIGURA 4. Modelo evolutivo de formación de una cala por coalescencia (trazado grueso) de dolinas de colapso (Sant Llorenç, Menorca).

Asociados a estas capturas, es frecuente la presencia de surgencias (*"dolços"* en la terminología local) procedentes de la dinámica hidrológica kárstica, que drenan e interactúan hidrológicamente con el mar (Fig. 2). Dichas surgencias no son exclusivas de las calas, pero se encuentran en muchos casos asociados a ellas.



FIGURA 5 Captura y desmantelamiento de una cavidad kárstica por la erosión marina (SE de Menorca).

#### **CONSIDERACIONES FINALES**

Tanto la forma como las dimensiones de las calas de Mallorca y Menorca no parecen ser función directa de la cuenca de drenaje ni tan solo de la litología. Más bien, la densidad de fracturas o diaclasas, su espaciado y, de forma muy especial, los procesos kársticos, entre los que predominan el colapso de cavidades que tienden a desarrollarse con relación al nivel freático, y la captura de dolinas. Estos procesos modelan la costa rocosa al distorsionar la tendencia lineal debida al control estructural principal. Todo ello relacionado con la evolución Plio-cuaternaria del nivel marino (Ginés et al., 2012) y la neotectónica, que favorecen el colapso de las cavidades por la pérdida de soporte hidráulico. La abundante presencia de cavidades kársticas en la zona costera hace factible su captura por el retroceso de los acantilados costeros, debido entre otros a la evolución erosiva marina. Su captura y posterior desmantelamiento de forma progresiva constituye un factor importante a tener en cuenta en su macromodelado. Éste puede ser considerado casi exclusivo en el caso de pequeñas calas o entradas de poca entidad.

#### AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el proyecto MICINN (MINECO) CGL2010-18616.

#### REFERENCIAS

- Gelabert, B., Fornós, J.J., Pardo, J.E., Rosselló, V.M. y Segura, F.S. (2005): Structurally controlled drainage basin development in the south of Menorca (Western Mediterranean, Spain). *Geomorphology*, 65:139-155.
- Ginés, A. (2000): Patterns of collapse chambers in the endokarst of Mallorca (Balearic Islands, Spain). *Acta Carsologica*, 29/2, 9: 139-148.
- Ginés, J. y Ginés, A. (2011): Classificació morfogenètica de les cavitats càrstiques de les illes Balears. *Endins*, 35: 85-102.
- Ginés, A., Ginés J., Gómez-Pujol, L., Onac, B.P. y Fornós, J.J. (eds.) (2012): Mallorca: a Mediterranean Benchmark for Quaternary Studies. *Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 18. 219 p.
- Gràcia, F., Clamor, B. y Watkinson, P. (1998): La cova d'en Passol i altres cavitats litorals situades entre cala sa Nau i cala Mitjana (Felanitx, Mallorca). *Endins*, 22: 5-18.
- Gràcia, F., Clamor, B., Gamundí, P. y Fornós, J. J. (2011): Cavitats subaquàtiques de la franja litoral de Mallorca. *Endins*, 35: 103-132.
- Montoriol-Pous, J. (1971): Estudio de una captura kárstico-marina en la isla de Cabrera (Baleares). *Geologica Acta*, 6(4): 89-91.
- Mylroie, J.R. y Mylroie, J.E. (2007): Development of the carbonate island karst model. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69(1): 59-75.
- Penck, A. (1894): *Morphologie der Erdoberfläched*. J. Engelhorn. Stuttgart.
- Plummer, L. N. (1975): Mixing of sea water with calcium carbonate ground water. *Geological Society American Memoir*, 142: 219-236.
- Rosselló, V.M. (2005): Cala, una mesoforma litoral: concepte, models i aproximació morfomètrica. *Cuadernos de Geografía*, 77: 1-18.
- Segura, F., Pardo, P., Rosselló, V.M., Fornós, J.J. y Gelabert, B. (2007): Morphometric indices as indicators of tectonic, fluvial and karst processes in calcareous drainage basins, South Menorca Island, Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 1928-1946.
- Woodroffe, C.D. (2002): *Coasts.* Cambridge University Press. 625 p.

# Acumulaciones de grandes bloques en las crestas de los acantilados del sur de Menorca (Islas Baleares): observaciones preliminares

## Cliff-top large boulders emplacement along the southern coast of Menorca (Balearic Islands): preliminary observations

# L. Gómez-Pujol<sup>1,2</sup> y F. X. Roig-Munar<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ICTS SOCIB, Sistema de Observación y Predicción Costera de las Islas Baleares, ParcBit, Ed. Naorte, Cra. Valldemossa km 7.4, 07121 Palma de Mallorca (Islas Baleares). Igomez-pujol@socib.es

<sup>2</sup> Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa km 7.5, 07122 Palma de Mallorca (Islas Baleares). LGP, lgomez-pujol@uib.cat; FXR, xiscoroig@gmail.com

**Resumen:** En algunos sectores de los acantilados de sur de Menorca, pueden encontrarse acumulaciones de grandes bloques. En el sector entre Punta Pinar y Punta des Frares, cerca de la playa y el sistema dunar de Son Saura, los bloques consisten en fragmentos de calcarenita depositados o arrancados del propio acantilado por el mar y distribuidos hasta 56 m de la línea de costa. La mayoría de los bloques son rectangulares, de cantos rectos y afilados, oscilando su peso de las 0,25 a las 27 t. Se ha procedido a un estudio morfométrico de los bloques, así como al análisis de las ecuaciones de transporte para dilucidar la tipología de eventos extremos responsables de estas acumulaciones singulares. Los resultados preliminares sugieren que eventos de temporal marino con periodos de recurrencia entre 10 y 20 años son probablemente los responsables de la deposición y distribución de dichos bloques.

Palabras clave: bloques de acantilado, costas rocosas, eventos de temporal, Menorca.

**Abstract:** Along the southern Menorca rocky coast there are many locations where large boulders have been emplaced on cliff-top. This study investigates the size, shape and pre-transport setting of large boulders found between Punta Pinar and Punta des Frares, close to the Son Saura beach-dune system. They are calcarenite fragments deposited by the sea or moved from the same rocky coast and distributed along 56 m from the shoreline. Most of the boulders are rectangular with sharp and broken edges, ranging from 0.25 to 27 t in mass. We use statistical analysis of boulders and wave transport equations in order to assess the possible extreme events responsible for the current distribution of these singular accumulations. Preliminary results suggest that, probably, storms waves with a 10 or 20 years return period are the agents responsible of these accumulations.

Key words: Cliff-top large boulders, rocky coasts, storm waves, Menorca.

#### INTRODUCCIÓN

La presencia de grandes bloques (> 2 m, Blair y McPherson, 1999) en las crestas de los acantilados ha generado un extenso debate a propósito de la naturaleza de los depósitos asociados bien a tsunamis o a temporales con alturas de ola importantes. Aunque se han descrito bloques de tsunami o de tormenta en multitud de costas rocosas, existe todavía cierta controversia en relación al origen de dichos depósitos (Kelletat, 2008; Hall, 2010). En el ámbito geográfico del Mediterráneo occidental, diferentes autores han interpretado la presencia de bloques de más de 20 t de masa como evidencias de tsunami (Kelletat y Schellmann, 2002), aunque otros autores reconocen el papel y la hidrodinámica de las olas asociadas a temporales energéticos como agentes suficientes para el arranque y deposición de los bloques (Barbano et al., 2010).

En el presente estudio se caracteriza una población de bloques aislados, ubicados en la cresta de un

acantilado de perfil vertical de 10 m de altura situado en el sur de la isla de Menorca, con el objeto de evaluar si los eventos de tormenta o bien un evento excepcional como un tsunami, son los agentes responsables de su desprendimiento, transporte y posterior deposición.

#### ÁREA DE ESTUDIO

Menorca es la segunda isla en extensión del archipiélago balear y constituye la avanzada oriental de las Islas Baleares en el Mediterráneo occidental. Su costa meridional, de un marcado control estructural y formada por calcarenitas y calcilutitas del Mioceno Superior, es principalmente acantilada y rectilínea, con algunas articulaciones asociadas a la presencia de calas (Rosselló, 2004). En el sector comprendido entre la Punta des Frares y la Punta des Pinar, en el flanco oriental del Arenal de Son Saura (Fig. 1), la costa se caracteriza por un acantilado vertical de 4 a 5 m que corona con una superficie horizontal, perfil al que se superpone un micromodelado con abundantes pozas, alvéolos y diaclasas ampliadas por disolución (Fig. 1).



FIGURA 1. Zona de estudio indicando la localización de los bloques caracterizados. En las imágenes, puede apreciarse el micromodelado de la superficie horizontal que corona el acantilado y las dimensiones y geometría de los bloques. La escala es de 1 m (derecha) en el jalón de referencia.

Como el resto de Baleares, se trata de un ambiente micromareal con un clima marítimo caracterizado por alturas de ola significante entre 0,5 l y 1,5 m y períodos de pico asociados de 5 a 7 s, con una componente dominante de SO, seguida de una ESE. El régimen extremal da probabilidades del 90% para eventos anuales de 5 m de  $H_s$ , y para periodos de recurrencia de 20 y 50 años de 7,8 y 8,3 m respectivamente (Puertos del Estado). Para el periodo 1958-2001, en la serie temporal del punto SIMAR más cercano a la zona de estudio, se han registrado valores máximos de 9,91 m de  $H_s$  en 1980 y alrededor de 7 m en 1958, 1960, 1968, 1972, 1981, 1982, 1984, 1995, 1997 y 2001.

#### **MÉTODOS**

Se ha procedido a la caracterización morfométrica de los bloques que aparecen de forma aislada o en pequeños grupos sobre la plataforma que corona el acantilado de la zona de estudio. La posición de cada bloque se ha georreferenciado mediante fotografía aérea y/o GPS. Se han obtenido los valores de eje máximo, medio y la potencia máxima de cada uno de los bloques, así como la orientación del eje mayor y, en el caso de estar imbricado o ligeramente basculado, la inclinación y la dirección de buzamiento.

Adicionalmente, se han tomado observaciones de carácter cualitativo como la presencia de evidencias que implican la permanencia del bloque en el mar (i.e. perforaciones organismos, presencia de serpúlidos...) o el desarrollo de karren litoral en la superficie o la base del bloque. Puesto que todos los bloques corresponden al mismo tipo de roquedo, se han tomado unos fragmentos de roca a partir de los cuales se ha calculado la porosidad y densidad de la roca, que, junto con el volumen de cada bloque, permiten estimar la masa de cada bloque. A partir de este punto y

siguiendo a Nott (2003) y Barbano et al. (2010), se han calculado los valores hidrodinámicos necesarios para el arranque y desplazamiento de bloques bajo diferentes supuestos:

Bloques sumergidos

$$H_{t} = [(\rho_{s} - \rho_{w} / \rho_{w}) b^{2} c] / [2(C_{d}c^{2} + C_{l}b^{2})]$$
$$H_{s} = [(\rho_{s} - \rho_{w} / \rho_{w}) b^{2} c] / [0,5(C_{d}c^{2} + C_{l}b^{2})]$$

Bloques sobre plataformas o rasas

$$H_t = [0,5(\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c g - C_m b c^2 \ddot{u}] / [g(C_d c^2 + C_l b^2)]$$
  

$$H_s = [2(\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c g - 4C_m b c^2 \ddot{u}] / [g(C_d c^2 + C_l b^2)]$$

Bloques controlados por juegos de diaclasas

$$H_{t} = [0,5(\rho_{s} - \rho_{w} / \rho_{w}) c] / C_{l}$$
$$H_{s} = [2(\rho_{s} - \rho_{w} / \rho_{w}) c] / C_{l}$$

Donde  $H_t$  y  $H_s$  son las alturas de ola en la zona de rompiente necesarias para desplazar-arrancar un bloque en un escenario de tsunami o de tormenta, respectivamente;  $\rho_s$  y  $\rho_w$  son las densidades del bloque y del agua; *b* es el eje medio del bloque y *c* la potencia del bloque;  $C_l$  y  $C_m$  son coeficientes empíricos de elevación y masa, *g* es la constante de gravedad y *ü* el flujo de aceleración.

#### RESULTADOS

Se han caracterizado 42 bloques distribuidos en un franja que abraza desde los 4 m a los 56 m tierra adentro desde la cresta de un acantilado que en el sector más oriental alcanza los 5 m de altura desde el nivel medio del mar, hasta los 3 m en el sector más próximo al arenal de Son Saura (Fig. 1).

| N=42              | <i>a</i> ; eje máximo (m) | <i>b</i> ; eje medio (m) | c; potencia (m) | Masa (t) |
|-------------------|---------------------------|--------------------------|-----------------|----------|
| Media             | 1,85                      | 1,14                     | 0,76            | 2,33     |
| Desviación Típica | 0,90                      | 0,42                     | 0,30            | 2,91     |
| Mínimo            | 0,76                      | 0,44                     | 0,22            | 0,14     |
| Máximo            | 4,75                      | 2,31                     | 1,40            | 15,36    |

| N=42              | Bloques<br>sumergidos |       | Bloques<br>emergidos |       | Bloques controlados<br>por diaclasas |       | Turbulencia<br>mínima necesaria |       |
|-------------------|-----------------------|-------|----------------------|-------|--------------------------------------|-------|---------------------------------|-------|
|                   | $H_t$                 | $H_s$ | $H_t$                | $H_s$ | $H_t$                                | $H_s$ | $H_t$                           | $H_s$ |
| Media             | 0,28                  | 1,11  | 0,23                 | 1,07  | 1,59                                 | 6,37  | 0,35                            | 1,39  |
| Desviación Típica | 0,12                  | 0,49  | 0,11                 | 0,48  | 0,63                                 | 2,51  | 0,13                            | 0,52  |
| Mínimo            | 0,10                  | 0,41  | 0,08                 | 0,39  | 0,46                                 | 1,84  | 0,13                            | 0,54  |
| Máximo            | 0,60                  | 2,39  | 0,50                 | 2,30  | 2,92                                 | 11,68 | 0,71                            | 2,82  |

TABLA I. Resumen estadístico de las dimensiones y volumen de los bloques.

TABLA II. Altura rompiente necesaria para el transporte y arranque de bloques bajo diferentes supuestos.

Los bloques presentan aristas rectas y afiladas, oscilando sus dimensiones entre 0,76 y 4,75 m de eje mayor, desde 0,44 a 2,31 m de eje medio y 0,22 y 1,40 m de potencia (Tabla I). Ésta última variable es la que presenta mayor homogeneidad y parece coincidir con la separación y persistencia de los juegos de diaclasas que afectan al roquedo del acantilado. En cuanto a la masa de los bloques, el valor medio es de 4,15 t, aunque el rango cubre de 0,24 t a 24,7 t. La Fig. 2 presenta la distribución de bloques, tierra adentro, atendiendo a su masa en que se puede observar que no existe ningún tipo de correlación entre ambas variables. Bloques con masas entre 1 y 10 t se encuentran a distancias variables, desde los 3 a los 40 m de la línea de costa más cercana.



FIGURA 2. Distribución de bloques en función de la distancia a la corona del acantilado y su masa.

cuanto al oleaje necesario para el En desplazamiento y/o arranque de dichos bloques y su emplazamiento sobre la corona del acantilado, los valores resultantes de la aplicación de los modelos, para escenarios de tsunami o de temporal, arrojan un espectro de alturas de ola en rompiente que cubren de los 0,10 m a los 11,68 m (Tabla II). Para la mayoría de los bloques y los supuestos de condiciones previas al transporte, en el caso de un tsunami, es suficiente con una altura de ola entre 0,28 m y 1,59 m, mientras que para escenarios de tormenta, se precisa de rangos entre 1,07 y 6,37 m. Vale la pena destacar que, en el supuesto de arranque de bloques de la pared del acantilado (Fig. 3), el valor modal de altura de ola

requiere una altura de rompiente de 2,92 m para tsunami y de 11,68 m para temporal (Tabla II). **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES** Se ha procedido a la caracterización de los bloques

necesario para un tsunami es de 1,15 m, mientras que

para una tormenta alcanza los 4,58 m. En el caso del

bloque de mayores dimensiones y masa el escenario,

acumulados en la superficie horizontal de un acantilado de 3 a 5 m de altura en el S de la isla de Menorca. Las dimensiones, forma y masa de los bloques sugieren que, para el escenario previo al transporte menos favorable para el emplazamiento de dichos bloques sobre el acantilado -como es el arranque de los bloques de la pared del acantilado favorecido por las diaclasasse precisa de una altura de ola rompiente para el caso de un supuesto de tsunami de 0,28 y 1,59 m, para un temporal de 1,07 a 6,37m. Un patrón común para las alturas de ola modelizadas es que en los escenarios de tsunami se precisa de una menor altura de ola, aunque de un mayor periodo de pico asociado, que para los de tormenta. En el ámbito balear, el registro histórico de tsunamis es pobre, considerándose como poco probable para los bloques caracterizados, como el de 1756 del que existe alguna nota histórica. Aunque otros eventos acaecidos en la costa de Argelia y con registro en mareógrafos de la Península Ibérica han tenido lugar entre 1856 y 1980, pero no hay indicios ni en la prensa local ni en los anuarios o crónicas del XIX de su efecto en las costas baleares. Dos de los eventos más importantes, relacionados con este tipo de fenómenos energéticos de baja frecuencias, son el tsunami asociado al terremoto de 1856 en Djijelli (Algeria) y el de Zemmouri (Algeria) en 2003, ambos de intensidad 6,9 en la escala de Richter. Del primero, se ha modelizado el avance del frente de ondas y la magnitud de la ola en aguas profundas a su llegada a las costas baleares (Roger y Hébert, 2008) y del primero se cuenta con un registro de mareógrafos y las correspondientes propagaciones (Alasset et al., 2006). Para ambos casos los cambios en el nivel del mar osciló entre 0,4 y 2,0 m. La proximidad del evento de 2003 y la revisión de la prensa indica que los efectos del tsunami son de escasa trascendencia en términos geomórficos, ya que apenas se identificaron impactos importantes en playas o acantilados bajos. De hecho, los daños más importantes se registraron en puertos deportivos por la ampliación de la ola y el choque entre embarcaciones de recreo.



FIGURA 3. Evidencias de bloques arrancados recientemente de la pared del acantilado, aprovechando la intensa diaclasación del roquedo.

Por otro lado, el régimen extremal de la región pone de manifiesto que temporales con altura de ola de 5 m tienen una probabilidad altísima de ocurrir, al menos una vez al año (Cañellas, 2010); eventos de 6 y 9 m tienen una alta probabilidad de afectar a las costas del sur de Menorca en períodos entre 20 y 50 años. A modo de ejemplo, en los últimos 20 años se han registrado temporales con altura de ola significante de 9,91 m en 1980 y de 6,78 m en 2001, amén de otros cinco eventos sobre los 5 m.

Tanto en lo tocante al registro de tsunamis, como al de temporales, se presentan las condiciones suficientes para que se produzca el transporte en cada uno de los supuestos de condiciones previas (p.ej. bloques sumergidos, emergidos y arranque en pared de acantilado). No obstante, la escasez de referencias históricas, pese a los eventos de tsunami tan cercanos como los de 1856 y 2003, junto con la distribución de los bloques en función de la distancia, apuntan a un mayor peso de los eventos de temporal como los agentes que provocan la acumulación de dichos bloques. Así las cosas, Barbano et al. (2010) analizan la distribución de bloques similares en Sicilia, sugiriendo que los eventos de tsunami tienden a dejar una gradación de bloques en función de la distancia y masa, mientras que el papel de las tormentas es más errático. Esto parece coincidir con las observaciones registradas para el área de estudio. Sólo uno o dos bloques del conjunto caracterizado, que se alejan de la nube de puntos de la Fig. 2, necesitan de una ola superior a los 10 m, lo que apunta a eventos extremos de temporal con periodos de recurrencia muy bajos para la zona o bien a la acción de un tsunami.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución al proyecto de investigación MICINN (MINECO) CGL2010-18616.

#### REFERENCIAS

- Alasset, P.J., Hébert, Hélène, H., Maouche, S., Calbini, V. y Meghraoui, M. (2006): The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw=6.9, Algeria): modelling and results. *GJI Seismology*. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02912.x.
- Barbano, M.S., Pirrotta, C. y Gerardi, F. (2010): Large boul-ders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: Storm or tsunami deposits? *Marine Geology*, 275: 140-154.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1999): Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 6-19.
- Cañellas, B. (2010). Extreme wave height events in the Balearic sea: characterization, variability and prediction. Tesis Doctoral (inédita). Universitat de les Illes Balears, 84 p.
- Hall, A.M. (2010): Wave-emplaced coarse debris and megaclasts in Ireland and Scotland: Boulder transport in a high-energy litoral environment: a discusión. *Journal of Geology*, 118: 699-704.
- Kelletat, D. y Schellmann, G. (2002): Tsunami on Cyprus: field evidences and 14C dating results. *Zeitschirft für Geomorphologuies*, N.F. 46: 19-34.
- Kelletat, D. (2008): Comments to Dawson, A.G. and Stewart, I. (2007), Tsunami deposits in the geological record (Sedimentary Geology 200, 166-183). Sedimentary Geology, 211: 87-91.
- Nott, J. (2003): Waves, coastal boulder deposits and the importance of pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 269-276.
- Roger, J. y Hébert, H. (2008): The 1865 Djijelli (Algeria) earthquake and tsunami: source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands. *Natural Hazards Earth Science System Science*, 8: 721-731.
- Rosselló, V.M. (2004): El litoral i les cales. En *Historia Natural del Migjorn de Menorca: el medi físic i l'influx humà* (Fornós, J.J., Obrador, A. y Rosselló, V.M., eds.). Societat d'Història Natural de les Balears, Palma, 117-200.

# Sea cliff instability susceptibility assessment at regional scale: a case study in the western coast of Portugal

# Valoración de la susceptibilidad a la inestabilidad en acantilados costeros a escala regional: un estudio en el litoral Oeste de Portugal

#### F.M.S.F. Marques<sup>1</sup>

1 University of Lisbon, Faculty of Sciences, Department of Geology and Centre of Geology. fsmarques@fc.ul.pt

**Abstract:** Mass movements of different types and sizes are the main processes of sea cliff evolution and a considerable source of natural hazard, which assessment is a relevant issue in terms of human losses prevention and land use regulations. To assess the spatial component of sea cliff hazard, i.e. the susceptibility, a statistically based study was made to check the capacity of a set of conditioning factors to express the occurrence of sea cliff failures affecting areas located along their top. The study was based on the application of the bivariate Information Value and multivariate Logistic regression statistical methods, using a set of predisposing factors for cliff failures, related with geology (lithology, bedding dip, faults) and geomorphology (maximum and mean slope, height, aspect, curvature, toe protection) which were correlated with an aerial photo interpretation based inventory of cliff failures occurred in a 60 years period (1947-2007/2008). The susceptibility models were validated against the inventory data using success rate curves and provided encouraging results, indicating that the proposed approaches are effective for the objective and quantitative hazard assessment.

Key words: sea cliffs, cliff failures, susceptibility, information value, logistic regression.

**Resumen:** Diferentes tipos y tamaños de inestabilidad dominan la evolución de acantilados y son una fuente de riesgo natural, cuya evaluación es un tema relevante en términos de prevención de pérdidas humanas y de normativas de uso del suelo. Para evaluar el componente espacial de la peligrosidad de acantilados, es decir, la susceptibilidad, se realizó un estudio de base estadística para comprobar la capacidad de un conjunto de factores condicionantes con la finalidad de expresar la ocurrencia de inestabilidades que afectan a las zonas situadas a lo largo de su cresta. Se aplicaron los métodos estadísticos del valor informativo, bivariado, y de regresión logística, multivariado, utilizando factores que predisponían a la inestabilidad en acantilados, relacionados con la geología (litología, buzamiento de estratos, fallas) y geomorfología (pendiente máxima y media, altura, orientación, curvatura y perfil, protecciones de la base) los cuales se correlacionan con un inventario de inestabilidades ocurridas entre 1947 y 2007/2008, basado en interpretación de fotos aéreas. Los modelos de susceptibilidad fueron validados en relación al inventario y proporcionaron resultados alentadores, indicando que los métodos propuestos son eficaces en la evaluación objetiva y cuantitativa de la peligrosidad.

Palabras clave: acantilados, movimientos de ladera, susceptibilidad, valor informativo, regresión logística.

#### INTRODUCTION

Slope mass movements of different types are the dominant processes of sea cliff retreat (Trenhaile, 1987; Sunamura, 1992), and a considerable source of natural hazard. High retreat rate sea cliffs processes and evolution studies are the most commonly covered in the literature, with low retreat rate cliffs receiving much less attention, partly due to the difficulties in monitoring an episodic, comparatively low frequency event based process, located in highly irregular and frequently inaccessible locations.

Some attempts have been performed to provide conceptual frameworks for evolution predictions, but restricted to fast retreating cliffs. For low retreat rate cliffs hazard assessment, the published work is very scarce, and does not provide objective assessments of the weight assigned to the conditioning factors (e.g. Del Río and Gracia, 2009) or modeling assumptions (e.g. Castedo et al., 2013) and the results were not object of complete validation using standard methods.

In noncoastal areas, a complete landslide hazard assessment includes the space, time (Varnes, 1984) and magnitude components (Guzzetti et al, 2005), with the susceptibility being the less difficult and the one which is more frequently assessed. By analogy with the landslides studies, the susceptibility of occurrence of cliff failures corresponds to the propensity of a given area to be affected by these phenomena, based solely on terrain conditions (Soeters and Van Westen, 1996),

without any implication of the time component, i.e. time frequency or recurrence periods. The terrain conditions are a set of predisposing factors which statistically correlate with the occurrence of landslides, with correlations being assessed with various bi-variate or multivariate techniques (Guzzetti et al., 2005).

To assess the spatial component of sea cliff hazard, i.e. the susceptibility of a given sector of cliffs being affected by failures causing cliff top retreat, a statistically based study was applied to the cliffed coastline section of Sintra and Cascais counties, located in the west coast of Portugal, using an aerial photo interpretation based inventory of cliff retreat events covering a 60 year period (1947-2007/2008), and a set of predisposing factors. The results obtained are validated using standard statistical methods, and also analyzed and discussed.

The 41 km long Sintra-Cascais cliff-dominated coast is located in the western coast of Portugal, approximately 30km westwards Lisbon (Fig. 1). The geology of the coastal section studied is dominated by the presence of the late Cretaceous igneous granitic rocks of Sintra massif (Fig. 1) which emergence has a northwards thrusting character, causing folding and northwards thrust faults affecting upper Jurassic, lower and middle Cretaceous and Oligocene rocks. The southern border is characterized by a more gradual transition to the surrounding rocks, including contact metamorphic marbles and schists which derived from upper Jurassic carbonate formations. To northwards and southwards of this igneous structure and surrounding metamorphosed and tectonically disturbed rocks, there are predominantly tabular structures buildup of early and late Cretaceous near horizontal units mainly composed by marls, marly limestones and sandstones, affected by large curvature radius folding, and cut by numerous near vertical faults and dykes.

#### METHODS AND BASE INFORMATION

The statistical methods used in this study were the bivariate Information Value and the multivariate Logistic Regression, applied to a set of predisposing factors, mainly related with geology and geomorphology, which were correlated with an inventory of past cliff failures. The Information Value Method (Yin and Yan, 1988) requires that each factor is divided in classes with each one corresponding to a variable. The information value *Ii* of each variable *Xi* is:

$$I_i = \log \frac{S_i / N_i}{S / N}$$
[1]

Where Si is the number of terrain units with cliff failures of a given type in the units with the variable Xi, Ni is the number of terrain units with the variable Xi, Sis the total number of terrain units with cliff failures of the same type, and N is the total number of terrain units in the study area. The Ii positive values indicate that the variable is positively correlated with the possibility of occurrence of cliff failures; the negative ones indicate that the variable (or property) is associated with low susceptibility. The total information value Ijfor a given terrain unit j is:

$$I_{j} = \sum_{i=1}^{m} X_{ji} I_{i}$$
 [2]

Where *m* is the number of variables, Xji is 0 if the variable is not present in the terrain unit *j*, or 1 if the variable is present. The main limitation of this method results from its bi-variate character, i.e., it does not take into account correlations that may exist between variables.

The susceptibility assessment was also performed using the multi-variate logistic regression method that has also been successfully used for landslide hazard assessment (Guzzetti et al., 2005). This method (Hosmer and Lemeshow, 2000) consists on the regression of a dichotomic dependent variable (ex. 0 without instabilities, 1 with instabilities) with a set of explanatory independent variables which may be continuous, categorical or dichotomic .The relation between instability occurrence in a given terrain unit and the set of explanatory variables is:

$$S = \frac{1}{(1 + e^{-\Psi})}$$
  $0 \le S \le 1$  [3]

Where S (from 0 to 1) is the probability of a given terrain being in the group of the units affected by instabilities.  $\Psi$  is linearly related with the independent variables

$$\Psi = log\left(\frac{p}{1-p}\right) =$$
  
=  $\beta_0 + \beta_1 v_1(r) + \beta_2 v_2(r) + \dots + \beta_m v_m(r) + \varepsilon$  [4]

Where  $\beta_0, \beta_1, ..., \beta_m$  are the unknown parameters of the Logistic Regression,  $v_0, v_1, ..., v_m$  are the independent variables in each terrain unit and  $\varepsilon$  is the error associated to model fitting.

The inventory of past cliff instabilities was made using aerial photographs from different dates (methods in Marques, 2006), for the period 1947-2007 (Sintra), and 1947-2008 (Cascais), which enabled the detection and measurement of the local maximum retreat at the cliff top, length of cliff affected and horizontal area lost at the cliff top. The aerial photo based data coupled with field surveys enabled the identification of the type of movements which are mainly rock falls and planar slides. 63 cliff failures at Sintra and 67 at Cascais cliffs were identified, with variable spatial density from 0.4 to 20 failures per km of cliff length for the 60/61 years of study period, providing the basis for the division of the cliffs in homogeneous sections in terms of horizontal area lost at the cliff top.



FIGURE 1. A – Localization of the study area. B – Simplified geological map. C – Cliff failures and susceptibility mapping for Ponta do Sal area (location in B map). D - Cliff failures and susceptibility mapping for Magoito area (location in B map).

Along the different cliff sections, the mean retreat rates varied between 0.0003 m/year and 0.025 m/year, and the more frequent cliff top maximum retreat varied between 5 m and 17 m, with two exceptional cliff failures that caused recessions of 70 m and 25 m.

The predisposing factors were selected to provide a description of geological and geomorphological aspects which are usually considered as relevant for the occurrence of sea cliff failures and compatible with an acceptable level of work at a regional scale. The geological and geomorphological factors considered were: a) major lithological units; b) geological structure (bedding dip relations with the cliff faces); c) Faults; d) Igneous dykes; e) Presence and type of cliff toe protection (plunging cliffs, cliff toe protection by fallen debris, sandy or boulder beaches, wave cut platforms). The characterization and mapping of these factors was based on field surveys in accessible cliffs, completed by oblique and vertical aerial photo interpretation.

The factors related with the cliffs morphometry include: f) cliff height; g) mean cliff slope angle; h) maximum cliff slope angle; i) aspect (direction of cliff face exposure); j) mean plan curvature of the cliff faces; k) mean cross profile curvature of the cliff faces. These factors were derived from a 2m grid DTM obtained from a 1:2,000 aerophotogrammetric survey by the water national authority (INAG), with source data (aerial photographs) obtained between 2001 and 2003. Factors mapping and analysis was made in ArcGIS 9.3, using terrain units defined along 25 m long sections of the cliff top line. At the ends of each 25 m segment, the lateral limits of terrain units were drawn in directions approximately perpendicular to the elevation contour lines. The lower limit of the terrain units corresponds to the cliff toe line. The studied cliffs were divided in 1643 terrain units containing 25 m long sections of cliff top line.

The shape of most cliff failures in the study area corresponds to the detachment of relatively thin and high slabs of rocks or soils, separated by steeply dipping failure surfaces of planar, slump or toppling failures. In consequence, the inventory data analysis included all events recorded, and the dependent variable is composed of terrain units with cliff failures (132) in a total number of 1643 terrain units.

The factors were classified according with the distribution of inherent categories, as in lithology, or in

classes with near homogeneous data distribution in each class. The 70 classes considered for all factors was distributed as follows: lithology (10); structure (5); mean slope (8); height (8); aspect (7); toe protection (6); maximum slope (8); plan curvature (7); faults (2); profile curvature (7), dykes (2). These classes were used for the application of the information value and logistic regression methods. The logistic regression computation was made using SPSS v20.



FIGURE 2. Success rate curves for the susceptibility model: the maximum curve for an "ideal model"; Logistic regression with all factors; Logistic regression forward conditional with 6 factors; information value with all factors; diagonal line for a non-discriminant (random) model.

| Model                  | Factors                   | AUC    |
|------------------------|---------------------------|--------|
| Ideal model            |                           | 0.9598 |
| Logistic regression    | All                       | 0.8107 |
| LR forward conditional | 6 factors                 | 0.8108 |
| Information value      | All                       | 0.7877 |
| Information value      | All - Faults              | 0.7874 |
| Information value      | All - F, D                | 0.7875 |
| Information value      | All - F, D, PC            | 0.7846 |
| Information value      | All - F, D, PC, Asp       | 0.7827 |
| Information value      | All - F, D, PC, Asp, Slav | 0.7829 |

TABLE I. Area under the curve (AUC) for different susceptibility model success rate.

#### DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The results obtained with the two statistical methods are comparable, with the logistic regression providing slightly better results, with map examples in Fig. 1. Analysis of the results suggests that lithology, cliff height, geological structure, toe protection and maximum slope angle were the more important susceptibility predisposing factors but this importance is relative to the study area and cannot be extrapolated for other areas.

The results of the models were validated using success rate curves (Fig. 2) and are analyzed better using the computed area under the curve (AUC) which provided satisfactory values, specially the logistic regression models with AUCs above 0.8 for (Tab. 1). It

should also be noted that the models do not incorporate any factor representing wave action along the studied coastline, which may be able to enhance the models results. However, when such database is available, the results of this study can be easily updated and improved.

The results obtained with the application of a statistically based approach to assess the susceptibility of cliff failures which cause cliff top retreat, validated with the inventory of cliff failures occurred in a 60 years period were promising, indicating that the study methods presented in this paper may be very useful for complete cliff instability hazard assessment, in combination with appropriate models for magnitude and time components. The statistical information value and the logistic regression methods provide an objective way of assessing the susceptibility of cliff failure using a set of predisposing factors, which are compatible with a regional scale of analysis.

Further research is needed especially in terrain unit definition, mapping improvement of cliff instability predisposing factors and the need to obtain reliable wave action data at the toe of the cliffs, using methods compatible with a regional scale of analysis.

#### REFERENCES

- Castedo, R., Fernández, M., Trenhaile A. S., Paredes, C. (2013): Modeling cyclic recession of cohesive clay coasts: Effects of wave erosion and bluff stability. *Marine Geology*, 335: 162-176.
- Del Río, L., Gracia, F.J. (2009): Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. *Geomorphology*, 112: 82-95.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M., Ardizzone, F. (2005): Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale, *Geomorphology*, 72: 272-299.
- Hosmer, D., Lemeshow, S. (2000): *Applied Logistic Regression*. Wiley, New York, 375p.
- Marques, F.M.S.F. (2006): A simple method for the measurement of cliff retreat from aerial photographs. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbände*, 144: 39-59.
- Soeters, R., Van Westen, C. J. (1996) Slope Instability Recognition, Analysis and Zonation. In Turner, A. K., Schuster, R. L. (Eds.) *Landslides. Investigation* and Mitigation. Transp. Res. Board, Special Report 247: 129-177. National Academy Press.
- Sunamura, T. (1992) *Geomorphology of Rocky Coasts*. Wiley, New York, 302 p.
- Trenhaile, A.S. (1987) *Geomorphology of Rock Coasts*. Clarendon Press, Oxford, 384 pp.
- Varnes, D.J. (1984) Landslide Hazard Zonation: a Review of Principles and Practice. UNESCO Press, Paris, 63 p.
- Yin, K. L., Yan, T. Z. (1988) Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks, in: *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides.* Bonnard, C. (ed.), Balkema, Rotterdam, 2: 1269-1272.

# Alteración alveolar en areniscas carbonatadas y tasa de erosión asociada: 10 años de observaciones en las canteras litorales de *es Carnatge* (Mallorca, Islas Baleares)

# Calcarenite alveolar rock decay and related erosion rates: a 10 years record on coastal quarries of es Carnatge (Mallorca, Balearic Islands)

#### P. Balaguer<sup>1</sup>, L. Gómez-Pujol<sup>1,2</sup>, M. Fuster<sup>3</sup> y J.J. Fornós<sup>2</sup>

1 ICTS SOCIB, Sistema de Observación y Predicción Costero de las Islas Baleares, ParcBit, Ed. Naorte, Cra. Valldemossa km 7.4, 07121, Palma de Mallorca, Islas Baleares, España. pablobalaguer@socib.es

2 Departament de Ciències de la Terra, Universidad de las Illes Baleares. Cra. Valldemossa km 7,5, 07122, Palma de Mallorca.

3 IMEDEA (CSIC-UIB). Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados. C/ Miquel Marqués 21, 07190 Esporles, Mallorca, Islas Baleares.

**Resumen:** Las paredes de las canteras litorales de arenisca (eolianita, marès) abandonadas, a menudo, presentan formas de erosión alveolar. El objetivo de este trabajo ha sido calcular las tasas de erosión derivadas de la erosión alveolar sobre dos paredes de una cantera de *es Carnatge* (Bahía de Palma, Mallorca) que en 2003 y con motivo de la extracción de fragmentos rocosos actualmente expuestos en el *muro geológico* del *CosmoCaixa* (Barcelona) quedaron completamente pulidas. Se ha cuantificado el desarrollo de las formas alveolares sobre una superfície aparentemente inalterada durante un periodo de 10 años (2003-2013) y las tasas medias estimadas de erosión obtenidas presentan valores comprendidos entre -2,35 mm/año y -1,76 mm/año.

Palabras clave: Erosión, meteorización, erosión alveolar, es Carnatge, Mallorca.

**Abstract:** The walls of abandoned coastal calcarenite quarries (eolianite, marès) often show an intensive development of alveolar/cavernous weathering. The main goal of this work has been to calculate the erosion rates derived from alveolar erosion of two walls from the rock quarry of es Carnatge (Bay of Palma, Mallorca). In 2003, due to the extraction of rock samples currently exposed in the geological wall of CosmoCaixa (Barcelona), those walls were polished. Alveolar/cavernous development has been quantified for a period of 10 years (2003-2013) and estimated average erosion rates reach values between -1.76 mm/year and -2.35 mm/year.

Key words: rock weathering, erosion, alveolar rock decay, es Carnatge, Mallorca

#### INTRODUCCIÓN

La erosión alveolar se caracteriza por el desarrollo de cavidades de carácter cavernoso sobre superficies rocosas cuyas dimensiones pueden oscilar desde el orden milimétrico a varios metros. Las formas de erosión alveolar de grandes dimensiones (cm-m) reciben el nombre de tafone, mientras que las de menores dimensiones (cm-mm), especialmente cuando comparten alguna de sus paredes, se conocen como nidos de abeja o honeycombs (Turkington y Paradise, 2005). La erosión alveolar se puede desarrollar, tanto en planos horizontales y verticales como en superficies inferiores de extraplomos. La erosión y/o alteración alveolar puede tener lugar sobre litologías de diferente naturaleza y suelen ser más comunes en ambientes húmedos y con una amplitud térmica considerable, como son las zonas áridas, desérticas o costeras.

El origen de la alteración alveolar y la erosión asociada, especialmente en medios costeros, ha sido históricamente objeto de debate (Mustoe, 1982; Trenhaile, 1987; Turkington y Paradise, 2005), puesto que su formación responde a una serie de procesos y agentes entre los que se cuentan la disgregación granular, la alteración por sales aportadas por el roción marino y las salpicaduras del oleaje, o bien por los ciclos de humectación-desecación y la acción eólica. Varios autores han abordado el estudio de superficies rocosas creadas o modificadas por el hombre, como fachadas, monumentos históricos o elementos de obra civil, para caracterizar este proceso de alteración del roquedo. Esto permite establecer un marco de referencia temporal, estimando la velocidad, y los diferentes procesos (i.e. orientación de las superficies respecto de los agentes), que intervienen en la evolución de las formas alveolares (Takahashi et al., 1994).

La extracción en 2003 de varios bloques de eolianita cuaternaria de una antigua cantera litoral de *es Carnatge*, en la Bahía de Palma (Mallorca, Islas Baleares), para la representación de los tiempos cuaternarios en la escala geológica de la exposición permanente del CosmoCaixa de Barcelona (*muro geológico*), ofreció la oportunidad de estudiar la evolución de varios cortes netos sobre los que posteriormente se han ido desarrollando diferentes formas alveolares, desde alvéolos a *tafone* de

dimensiones modestas (centimétricas a decimétricas) que al unirse forman buenos ejemplos de *honeycombs*.



FIGURA 1. Localización del área de es Carnatge dentro de la zona en la que se encuentra la cantera estudiada (Zona de Estudio).

El presente estudio aborda la evolución de las formas alveolares de alteración y la estimación de las tasas de erosión asociadas durante un periodo de 10 años. En base a la orientación de las diferentes paredes, se considera además el papel de diferentes agentes en la evolución de dichas formas.

#### MATERIAL Y MÉTODO

El presente trabajo se basa en la estimación delas tasas de erosión a partir de la medición de las formas alveolares desarrolladas en dos paredes verticales de una cantera litoral de la zona de es Carnatge, localizada en el centro de la Bahía de Palma en Mallorca (Fig. 1). El área de es Carnatge constituye el único espacio natural costero perteneciente al municipio de Palma. que está constituido. principalment, e por costas rocosas bajas (96%) y por depósitos de playa (4%). El conjunto del área no ha sido urbanizado principalmente debido a su condición militar entre los años 40 y 70 del siglo pasado y por localizarse en la zona de aproximación del aeropuerto de Son Sant Joan. A lo largo de toda el área de es Carnatge, se pueden apreciar gran número de canteras destinadas a la extracción de areniscas -marès-, que fueron explotadas hasta la segunda mitad del siglo XX y posteriormente abandonadas, siendo muchas de ellas utilizadas como vertederos ilegales.

La temperatura media de la zona es de 18°C, el régimen de vientos se caracteriza por el predominio de los vientos de S y SO. En cuanto al oleaje en la zona de estudio, el régimen anual medio en aguas profundas, dentro de la Bahía de Palma, se caracteriza por alturas significantes (Hs) en torno a 1 m y períodos (Tp) entre los 4 y 6 segundos con direcciones predominantes del SO y SE, siendo más energéticos (mayor altura) los del SO (2 a 3 m).

Desde un punto de vista petrográfico, las paredes de la cantera corresponden a unas areniscas calcáreas

depositadas en un ambiente dunar litoral del Pleistoceno. El diámetro medio de grano es de 0,63 mm y están bien cementadas. Están compuestas principalmente por bioclastos con escasos granos de cuarzo. Respecto a su composición, un 71,6% se corresponde a calcita, 20,7% a dolomita, 6,8% aragonito y, finalmente, en torno a 1% de cuarzo. Puede apreciarse una marcada laminación con distancias medias entre sets de 3 a 5 mm.

Se ha procedido al estudio morfométrico de las formas alveolares que se han desarrollado sobre dos paredes de las que, en febrero de 2003, fueron extraídos 17 bloques de eolianita (10,75 t). Tras la obtención de los bloques, la pared de la cantera mostraba una superficie plana y sin rugosidades que se ha tomado como cero relativo para la cuantificación de la profundidad máxima de 90 formas alveolares distribuidas en dos paredes con orientación S (Fig. 2) y O, respectivamente (Fig. 3).



FIGURA 2. Dimensiones y aspecto de la pared orientada al S de la cantera estudiada en 2003 y 2013.

En 2003 se procedió a numerar los alveolos con la intención de reconocerlos en futuras mediciones y tanto en 2003 como en 2013 se realizaron mediciones directas sobre cada alveolo del eje máximo, el eje medio y la profundidad máxima con un calibrador digital de pie de rey de 2 decimales.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Se han caracterizado un total de 90 alvéolos presentes en las imágenes correspondientes a 2003 y 2013 (Figs. 2 y 3). 48 de ellas corresponden a la pared S y 42 a la pared O. Aunque en 2003 se individualizaron 157 formas alveolares, 67 observaciones no se han podido repetir dada la coalescencia o la colonización biológica.



FIGURA 3. Dimensiones y aspecto de la pared orientada al O de la cantera estudiada en 2003 y 2013.

#### Morfometría y evolución de alvéolos

Las 90 observaciones realizadas revelan una gran variabilidad en las dimensiones y forma de los alvéolos, tanto en su conjunto, como en referencia a cada una de las paredes estudiadas (Tabla I).

| Todos los alvéolos |               |               |               |  |  |  |
|--------------------|---------------|---------------|---------------|--|--|--|
|                    | <b>a</b> (mm) | <b>b</b> (mm) | <b>c</b> (mm) |  |  |  |
| Ν                  | 90            | 90            | 90            |  |  |  |
| Media              | 54,42         | 32,05         | 37,94         |  |  |  |
| Desviación Típica  | 35,75         | 20,03         | 29,25         |  |  |  |
| Mínimo             | 9,72          | 8,20          | 2,32          |  |  |  |
| Máximo             | 195,00        | 104,50        | 153,08        |  |  |  |
|                    | Pared S       |               |               |  |  |  |
|                    | <b>a</b> (mm) | <b>b</b> (mm) | <b>c</b> (mm) |  |  |  |
| Ν                  | 48            | 48            | 48            |  |  |  |
| Media              | 59,21         | 35,78         | 39,99         |  |  |  |
| Desviación Típica  | 39,00         | 21,64         | 29,28         |  |  |  |
| Minimo             | 12,00         | 9,59          | 7,35          |  |  |  |
| Máximo             | 195,00        | 104,50        | 123,73        |  |  |  |
|                    | Pared O       |               |               |  |  |  |
|                    | <b>a</b> (mm) | <b>b</b> (mm) | <b>c</b> (mm) |  |  |  |
| Ν                  | 42            | 42            | 42            |  |  |  |
| Media              | 48,95         | 27,77         | 35,59         |  |  |  |
| Desv. Típica       | 31,39         | 17,30         | 29,39         |  |  |  |
| Mínimo             | 9,72          | 8,20          | 2,32          |  |  |  |
| Máximo             | 141,15        | 81,10         | 153,08        |  |  |  |

TABLA I. Resumen estadístico de las variables morfométricas de los alvéolos. *a*: longitud máxima del eje mayor en planta; *b*: amplitud máxima en planta y *c*: profundidad máxima respecto de la superficie de referencia.

En cuanto a su eje máximo, en 2013, los alvéolos oscilan entre 9,72 mm y 195 mm, correspondiendo los mayores a formas coalescentes. Aunque la media del eje mayor de las formas se sitúa en los 54,42 mm, lo cierto es que la variabilidad es muy alta y la desviación típica del eje mayor alcanza los 35,75 mm. La situación no es muy diferente para el eje menor o la profundidad, que oscila en rangos de 8,20 a 104,50 mm y 2,32 a 153,08 mm, respectivamente. Vale la pena destacar que algunas de las formas alveolares están condicionadas por la presencia de bioturbaciones de la duna cuaternaria y, por tanto, sus dimensiones no responden

exclusivamente al papel de la alteración. Se aprecia cómo los alvéolos de la pared S, orientada a la dirección de los vientos dominantes de la zona y expuesta directamente al aporte del roción marino y las salpicaduras durante los temporales, presenta alvéolos mayores (59,21 mm *vs* 48,95 mm) y más profundidad (39,99 mm vs 35,59 mm) que la pared O, protegida de dichos vectores ambientales.

La Fig. 4 presenta la evolución morfológica de los alvéolos durante el periodo de estudio. A grandes rasgos pueden apreciarse más formas esféricas de los alvéolos –agrupadas en torno al vértice superior del diagrama triangular– ha dado paso a un mayor protagonismo de las formas alargadas *rods*. Dicho patrón responde, como se aprecia en la imagen de 2013 (Fig. 2) al descrito en otros estudios sobre materiales de edad y naturaleza parecida (Gómez-Pujol et al., 2002), a la coalescencia de alvéolos acentuada por la laminación de la eolianita y la erosión diferencial de las láminas como resultado de la rugosidad asociada al tamaño de grano o el diferente grado de cementación.



FIGURA 4. Evolución morfológica de los alvéolos de la pared S. Diagrama tri-plot de forma de los alvéolos en 2003 (superior) y en 2013 (inferior).

#### Tasas de erosión

Una vez descartados aquellos alvéolos para los que se había advertido que los moldes de antiguas raíces – bioturbaciones– habían jugado un papel importante en el desarrollo de las formas de alteración alveolar, la tasa de retroceso medio de la pared del roquedo para los diez últimos años es de 2,09 mm/a, cubriendo un intervalo que oscila de 0,09 a 9,80 mm/a (Tabla II). La Fig. 5 pone de manifiesto que el 60% de las observaciones representan tasas de erosión inferiores a 2 mm/a y que la variabilidad de las tasas, así como la magnitud, es mayor en la pared S que la O. De hecho, los valores medios apuntan a tasas de 2,35 mm/a en la exposición a los agentes dominantes de oleaje y viento (pared S), mientras que la pared protegida (pared O), es de 1,76 mm/a con unos valores más homogéneos.

|                   | Todo | Pared S | Pared O |
|-------------------|------|---------|---------|
| Ν                 | 71   | 40      | 31      |
| Media             | 2,09 | 2,35    | 1,76    |
| Desviación Típica | 2,24 | 2,55    | 1,74    |
| Mínimo            | 0,09 | 0,09    | 0,17    |
| Máximo            | 9,81 | 9,81    | 7,94    |

TABLA II. Tasas de erosión (mm/a) a partir de la profundidad máxima de los alvéolos.



FIGURA 5. Histogramas de las tasas de erosión para el conjunto de los alvéolos medidos y los correspondientes a cada una de las paredes S y O.

En este sentido, como apuntan Turkington y Paradise (2005) el papel conjugado de la acción del viento y la alteración por sales, que son los que operan y marcan un gradiente entre las paredes S y W, tienen gran importancia en la génesis y evolución de los alveolos. Las sales, aportadas por el roción o directamente por las salpicaduras durante fuertes temporales, debilita el roquedo y contribuye a la disgregación granular, especialmente de aquellas láminas de eolianita con tamaño de grano más fino, quedando delimitados muchos de los alveolos por aquellas láminas más cementadas y de grano más grueso y favoreciendo la coalescencia de formas en la dirección o continuidad lateral de la lámina. En cuanto al orden de magnitud de las tasas obtenidas, éste entra dentro del rango de las obtenidas en otras localidades cuantificadas mediantes profundidades máximas en elementos de patrimonio histórico (Gómez-Pujol et al., 2002 o mediante experimentos de exposición de pastillas de roca (Gómez-Pujol y Fornós, 2004).

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución al proyecto de investigación MICINN (MINECO) CGL2010-18616. Los autores agradecen la ayuda en las tareas de campo de D. Bonnín y A. Quintana y a Joan Bta. Baren i Cebrian por la documentación facilitada sobre el muro geológico del *Cosmocaixa*.

#### REFERENCIAS

- Gómez-Pujol, L., Balaguer, P., Fornós, J.J. (2002): Meteorización del patrimonio histórico en ambientes costeros marinos: el caso de la Torre d'en Beu (Santanyí, Mallorca). En: *Estudios recientes* (2000-2002) en Geomorfología (Serrano, E. et al., eds.), PUV, Valladolid. Comunicaciones: 403-413.
- Gómez-Pujol, L., Fornós, J.J. (2004): Tasas de meteorización química en la costa carbonatada de Mallorca. Evaluación preliminar mediante tests de exposición (weight-los rock tablets). En: *Procesos* geomorfológicos y evolución costera (Blanco, R., Bedoya, J., Pérez-Alberti, A., eds.). SPUSC, Santiago de Compostela. Comunicaciones, 401-410.
- Mustoe, G.E. (1982): Origin of honeycomb weathering. *Geolocal Society American. Bulletin*, 93 (N2): 108-115.
- Takahashi, K., Suzuki, T., Matsukura, Y. (1994): Erosion rates of a sandstone used for masonry bridge pier in the coastal spray zone. En: *Rock weathering and landform evolution* (Robinson, D.A. y Williams, R.G.B., eds.). John Wiley & Sons, Chichester, 175-192.
- Trenhaile, A.S. (1987): *The geomorphology of rock coasts*. Oxford University Press, Oxford, 384 p.
- Turkington, A.V. y Paradise, T.R. (2005): Sandstone weathering: a century of research and innovation. *Geomorphology*, 67: 229-253

# Caracterización y clasificación de los acantilados en formaciones sedimentarias en áreas volcánicas. Acantilados detríticos en Tenerife

# Characterization and classification of cliffs in sedimentary formations found in volcanic areas. Detrital cliffs in Tenerife

#### A. Yanes

1 Dpto. de Geografía, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de La Laguna, Campus de Guajara s/n, La Laguna 31078 (S/C de Tenerife). ayanes@ull.es

**Resumen:** En este trabajo se procede a la caracterización y clasificación de los escarpes litorales labrados en formaciones sedimentarias en Tenerife. Atendiendo a su estructura y morfología, se han agrupado en dos categorías: (1) acantilados detríticos simples, los integrados por un único tipo de depósito, pudiendo tratarse de acumulaciones fluviotorrenciales, de dinámica de vertiente, aluviales, dunas o playas cuaternarias; y (2) acantilados detríticos mixtos, aquéllos compuestos por la superposición de dos o más de tales acumulaciones entre las que se pueden intercalar materiales volcánicos. Las especiales condiciones edáficas y topográficas de muchos de estos acantilados permiten el desarrollo de una cubierta vegetal apreciable. Los mismos se convierten, entonces, en un hábitat específico de notable interés. La escasez de terrenos llanos y suelos aptos para la agricultura en las inmediaciones de la costa y el avance de la urbanización han propiciado su ocupación. Los desmontes que ésta exige inestabilizan estos acantilados, en los que se suceden desprendimientos localizados, pero frecuentes.

Palabras clave: Acantilado, tipología, depósito coluvial y aluvial, desprendimiento, Tenerife

**Abstract:** This paper proceeds to the characterization and classification of carved coastal cliffs found in sedimentary formations in Tenerife. Depending on their structure and morphology, have been grouped into two categories: (1) simple detrital cliffs, those composed of a single type of deposit accumulations, such as alluvial, colluvial or quaternary eolianites or beaches, and (2) mixed detrital cliffs, those made by the superposition of two or more of such accumulations between which volcanic material can be sandwiched. The special edaphic and topographic conditions of many of these cliffs allow the development of a substantial vegetation cover. They then become, in a specific habitat of considerable interest. The scarcity of flat land and soils suitable for agriculture in the vicinity of the coast and the advance of urbanization have led occupation. The clearing it requires destabilize these cliffs, where landslides occur localized but common.

Key words: Cliff, typology, coluvial and alluvial deposit, rock fall, Tenerife.

#### INTRODUCCIÓN

La atención inicial por el entorno costero canario se centra en las formas que resultan de la remodelación de construcciones volcánicas y de los productos que emiten. Otras formas de modelado quedan en segundo plano, al integrar lavas y mar lo esencial de su historia geológica. Es lo que sucede con los escarpes labrados por las olas en depósitos sedimentarios, que en su desarrollo se han emplazado en el perímetro insular (Yanes, 2006, Yanes y Beltrán, 2009).

El carácter abrupto del litoral de Tenerife se debe, en parte, al acantilamiento experimentado por notables acúmulos aluviales y coluviales, así como por lahares, avalanchas y dunas y playas cuaternarias, aunque en mucha menor medida. Y ello en respuesta a una morfogénesis eficaz en el pasado, que ha propiciado una activa dinámica de vertiente y un abarrancamiento intenso de su relieve. Al interés morfológico y paleoambiental que concurre en estos cantiles se suma, de un lado, el ser con frecuencia un hábitat específico de apreciable valía, pues las condiciones de suelo y topografía posibilitan en algunos de ellos una mayor presencia de la vegetación (Yanes y Beltrán, 2009); y, de otro, el ser formas susceptibles de originar riesgos para la población, como efecto del incremento de su inestabilidad por acción antrópica (Pérez-Chacón et al., 2007, Yanes y Beltrán, 2009).

#### **OBJETIVOS Y MÉTODO**

La caracterización y la clasificación morfológicas de los acantilados detríticos en Tenerife son objetivos de este trabajo. Dado que la fotografía aérea sólo permite apreciaciones generales, la labor de campo es lo fundamental de la metodología. El reconocimiento de los rasgos morfológicos y de los procesos que han operado y operan en ellos exige la recogida de datos in situ, cuya importancia es aún mayor al examinar su vegetación (Yanes y Beltrán, 2009). El estudio de estos cantiles se efectúa a partir de enclaves representativos de las tipologías que se proponen.

#### MARCO GEOGRÁFICO

Tenerife es un monolito volcánico emergido desde el fondo del mar por la superposición de coladas y piroclastos, que crean una amplia gama de edificios de volumen, estructura, litología, desarrollo espacial y cronología variables. Su remodelación por la dinámica marina y procesos ligados a los cambios ambientales cuaternarios conforman un litoral abrupto y rocoso, en el que predominan los acantilados, que suponen el 65% de sus 398 km. Tal relevancia es acrecentada por su diversidad, pues los contrastes de altura, perfil, morfología y grado de funcionalidad permiten el establecimiento de tres categorías de costas escarpadas (Yanes, 2006, Yanes y Beltrán, 2009). Siguiendo el criterio altimétrico de Guilcher (1981), la primera está compuesta por megaacantilados (500 m), acantilados muy altos (250-450 m) y altos (100-250 m), en construcciones complejas como los macizos volcánicos mio-pliocenos y las dorsales cuaternarias del NE, N y NO de la isla. La segunda lo está por acantilados altos y bajos (<100 m), que el oleaje labra en edificios simples, desde conos piroclásticos e hidromagmáticos a domos y coladas cuaternarias, de ubicación mayoritaria en la costa E, S y O de Tenerife. La última categoría la integran acantilados bajos en depósitos sedimentarios terrestres y marinos antiguos y recientes. Su presencia es apreciable donde el inicio y cese temprano de la eruptividad han denudado lo creado por los volcanes. Ocurre en la costa de los macizos antiguos, frente a aquélla donde la pervivencia de los procesos volcánicos limita el desarrollo espacial, cuando no la existencia, de los escarpes objeto de análisis.

Una temperatura media anual superior a 19°C y una precipitación que no alcanza los 350 mm, junto con una insolación elevada y vientos alisios persistentes, explican la propensión a la semiaridez del ámbito litoral. Además, una pendiente acusada, la falta de sustrato y la constancia del spray marino hacen de los cantiles biotopos singulares. En ellos, son exclusivas las comunidades halófilas, como la asociación *Frankenio-Astydamietum latifoliae*, aunque un matorral de *Euphorbiaceas* prospera con frecuencia en sus cimas (Yanes y Beltrán, 2009).

#### LOS ACANTILADOS DETRÍTICOS

#### Caracterización general

En una valoración de conjunto, la caracterización geomórfica de los acantilados detríticos en Tenerife remite a la erosión de depósitos de barranco y vertiente, de lahares, avalanchas y eolianitas por los agentes de la dinámica marina. El resultado son escarpes de altura y extensión variables: en el primer, oscila entre 1,5-3,0 y 50 m, aunque puede llegar a 100 m; en el segundo, porque el desarrollo y la continuidad espacial de los esculpidos en abanicos coluviales es de centenares de metros, sobre todo si se vinculan a la evolución de acantilados altos, muy altos y megaacantilados en

macizos antiguos y dorsales. En los formados en terrazas aluviales, las dimensiones son más modestas, notable si pertenece a barrancos insertos en redes de drenaje, en áreas de volcanismo reciente. El tamaño de los cantiles en lahares, avalanchas y eolianitas es también reducido, dado lo puntual y fragmentario de esos depósitos.

Entre los rasgos que definen a estas paredes rocosas destaca la tendencia de su perfil a la subverticalidad, cuyo trazado, marcado por rupturas de pendiente, es de tipo *slope-over-wall* (Trenhaile, 1987); también su constitución, siendo común que la mayoría esté integrada por elementos heterométricos, angulosos y subangulosos, de escasa estratificación y empastados en una matriz limo-arcillosa. Por ello, no tienen gran cohesión, aunque aumenta si los derrubios son recubiertos por costras calcáreas o se intercalan entre ellos conglomerados de playa, dunas cuaternarias cementadas y/o materiales volcánicos (Palacios et al., 1996, Armas et al., 2001, Zazo et al., 2003, Yanes, 2006, Yanes y Beltrán, 2009).

La escasa funcionalidad identifica también a los cantiles sedimentarios, dado que a su pie se extiende un cordón de cantos y bloques, fruto del retroceso de los depósitos en los que se han formado. A ello se suman, a veces, pequeños taludes de derrubios, que tapizan, de modo discontinuo, su tramo inferior. Son, por tanto, escarpes estabilizados, cuya base sólo alcanzan las olas en temporales y mareas altas equinocciales. Lo esencial de su modelado se debe, entonces, a incisiones lineales, aunque condicionadas por la presencia de vegetación.

Un recubrimiento vegetal notable suele distinguir a muchos de estos acantilados, en razón de su inclinación y tendencia al desarrollo de entisoles, dada la variedad granulométrica del sustrato. Ambos aspectos hacen posible que las comunidades halófilas coexistan con un cardonal-tabaibal integrado en la asociación *Periploco laevigatae-Euphorbietum canariensis*. En los más altos, la disminución del spray marino y de la salinidad da paso a otros individuos florísticos, como *Tamarix canariensis* y *Phoenix canariensis*, en rodales, que pueden ser de cierta entidad (Yanes y Beltrán, 2009).

#### Tipología

Los criterios seguidos en la tipificación de los acantilados detríticos son el número, los rasgos y la disposición de los cuerpos sedimentarios que los integran. Si bien pareciera oportuna, en principio, su catalogación a partir únicamente del origen marino o terrestre de los depósitos, tal distinción no permite valorar la diversidad existente. Conviene tener en cuenta, además, que el volumen de acúmulos aluviales y coluviales en la costa supera ampliamente las aportadas por el mar. Por lo tanto, y aunque se asuma la distinta génesis de los sedimentos, la tipología que se propone atiende al grado de complejidad de la secuencia estratigráfica observada en los acantilados. Según lo considerado, se diferencia entre (Tabla I):

| Tipo                          | Subtipo                 | Depósito                                       | Perfil                | Actividad                    |  |
|-------------------------------|-------------------------|--|-----------------------|------------------------------|--|
| Cantil<br>detrítico<br>simple | dpto. vert/<br>barranco | talud derrubio/<br>cono deyección              | sub-                  | inactivo/                    |  |
|                               | pyas/du-<br>nas cuat.   | conglomerado<br>eolianitas                     | vertical              | lizado                       |  |
| Cantil                        | marino/<br>terrestre    | conglom/eolian.<br>talud/c. deyecc.            | vertical              | estabili-<br>zado            |  |
| detrítico<br>mixto            | volcano/<br>sediment    | lahar, avalan-<br>cha, avenida,<br>lavas, pyas | slope<br>over<br>wall | activo/<br>estabili-<br>zado |  |

TABLA I. Tipos de acantilados detríticos en Tenerife, según rasgos geomorfológicos principales

1) acantilados detríticos simples: componen este grupo los formados por un número reducido de depósitos de igual procedencia, entre los que se intercalan, de modo ocasional, niveles edáficos y productos volcánicos; éstos, si aparecen, lo hacen en escasa medida y con potencias exiguas. Esta categoría se subdivide en:

1a: acantilados en depósitos de vertiente y barranco: ligados a taludes de derrubios y conos de devección, son de presencia significativa en las áreas más antiguas de la isla. Es el caso de los existentes en el noreste y suroeste de la plataforma volcánica dispuesta al pie del megaacantilado del macizo de Teno (NO de Tenerife). Resultan de la remodelación de las facies distales de los depósitos coluviales poligénicos, que, desde el megaacantilado, se prolongan sobre dicha plataforma. En ellos se reconocen, de muro a techo, masas caóticas de cantos y bloques entre niveles de materiales finos, vertisoles, aridisoles y pumitas. Su carácter fósil es evidente, al emplazarse a 2-3 m del borde de una superficie de abrasión colgada a +7,6 m sobre el sustrato volcánico (Fig. 1a) (Criado y Yanes, 2005). En ausencia de dinámica litoral, su modelado se limita a debris-flow de pequeña entidad. La morfogénesis es, por el contrario, más activa en otros acantilados de este subgrupo, como los de Bajamar, en la vertiente norte del macizo de Anaga (NE de Tenerife): de un lado, porque, al ser escarpes estabilizados, su pie es objeto de cierta remoción; y de otro, porque la instalación de núcleos de población y el trazado de la red viaria han alterado su equilibrio natural (Fig. 1b). Por ello, a la caída localizada de fragmentos rocosos, se suman desprendimientos de material suelto, a modo de pequeñas avalanchas.

1b: acantilados en afloramientos playeros y dunares cuaternarios: constituyen este subgrupo los labrados en conglomerados de cantos y arenas y depósitos eólicos cementados. La pervivencia y desarrollo superficial del volcanismo reciente hacen que sean pocos los enclaves donde los mismos presenten cierta entidad. Uno de ellos corresponde al acantilamiento de la paleoduna de La Playita, en el sureste de la isla. Se trata de un escarpe de 2-3 m de altura y de 12-15 m de longitud, modelado en arenas organógenas muy consolidadas, que se adosan al flanco del volcán de Montaña Roja. De perfil más o menos vertical, su base está protegida del oleaje por una superficie de abrasión intermareal, con la que enlaza por medio de *notchs*.



FIGURA 1 (a y b). Acantilados detríticos simples, ligados a la denudación del relieve insular por efecto de la gravedad y arroyada. 1a) escarpe fósil en el sector NE de la plataforma volcánica del macizo de Teno (NW de Tenerife). 1b) escape estabilizado en la costa norte del macizo de Anaga (NE de Tenerife).

2) acantilados detríticos mixtos: configurados por diversos cuerpos sedimentarios terrestres y marinos, que se superponen, adosan o encajan entre sí. Suelos y materiales eruptivos con espesores notables alternan, según los casos, entre los derrubios, aunque son la parte más reducida del conjunto acantilado. Presentes en diversos puntos, esta categoría se subdivide en:

2a: acantilados detríticos marino/terrestre; distingue a estos escarpes una secuencia en la que playas y/o dunas cuaternarias se disponen entre o son recubiertas por acúmulos de acarreo o de vertiente (Zazo et al. 2003, Yanes, 2006, Yanes y Beltrán, 2009). Lo primero se observa en la playa de Las Bodegas, en el noreste de Tenerife (macizo de Anaga), donde el cantil a cuyo pie se extiende presenta un nivel basal de origen coluvial, sobre el que yace, a +5 m, una playa de arenas cementadas con una potencia visible de 2-3 m. La misma es fosilizada por otro depósito de vertiente, que culmina a 35 m de altura. El acantilado del extremo suroeste de la playa de Igueste de San Andrés (macizo de Anaga) es ejemplo del segundo supuesto, al sucederse una duna bioclástica muy compactada de 1,5 m de espesor y 15-20 m de largo, un conglomerado playero de cantos y arenas y un potente depósito de vertiente (Fig. 2a) (Yanes, 2006).

2b: acantilados volcano-sedimentarios; la imbricación de depósitos laháricos, de avalancha y/o avenida entre los que hay coladas, piroclastos y/o niveles marinos no actuales caracteriza a estas paredes rocosas. Muestras de ello son, entre otros, los acantilados de La Fajana y Punta del Guindaste (Los Realejos, N de Tenerife). El primero es una formación slope-over-wall de 70 m de altura, con un nivel inferior que integran líticos más o menos angulosos embutidos en una matriz cinerítica. Sobre este depósito brechoide de un antiguo lahar (Armas et al., 2001) se disponen una paleoplaya de cantos a +18,5 m y paquetes de piroclastos. Su nivel superior consta de al menos dos generaciones de depósitos fluviotorrenciales, separadas por coladas de basalto (Palacios et al., 1996) (Fig. 2b). El segundo es un depósito de avalancha, constituido por fragmentos de centimétricos a métricos empastados en una matriz fina y poco cementada. El mismo es recubierto por una potente masa fluviotorrencial, en la que el material fino estratificado con intercalaciones de piroclastos de su base contrasta con la grosera sedimentación de su parte culminante. Los *stacks*, *notchs*, bloques caídos al pie y cicatrices de desprendimientos apuntan la inestabilidad de ambos cantiles por efecto del oleaje y la gravedad.



FIGURA 2 (a y b). Acantilados detríticos mixtos en el norte de Tenerife. 2a) lahar, conglomerado playero, pumitas y derrubios en el cantil de La Fajana. 2b) depósito de avalancha y derrubios en el escarpe de Punta del Guindaste.

#### GÉNESIS Y EVOLUCIÓN

Los depósitos volcanoclásticos de emplazamiento rápido y masivo son frecuentes en el litoral de islas volcánicas pequeñas y montañosas (Armas et al., 2001, Caniaux, 2007). En ellas, a la acumulación de clastos, tras la rotura de rocas por actividad eruptiva o sedimentaria, se suman pendientes pronunciadas y una activa morfogénesis torrencial. Así ha ocurrido en Tenerife en el Cuaternario, pues en estos momentos las condiciones ambientales no son capaces de movilizar masas de derrubios de volumen similar a las instaladas en su borde marítimo. En efecto, la sucesión de fases húmedas y etapas de precipitación violenta seguidas de fuertes sequías favorecería el desprendimiento y arrastre de fragmentos rocosos. Éstos finalizarían en la costa coincidiendo con una regresión, mientras su acantilamiento resulta de una transgresión posterior. Con todo, la intercalación de coladas y paleoformas marinas entre al menos dos generaciones de depósitos aluviales y coluviales denota una compleja evolución. La misma se caracterizaría por la repetida apertura de redes de drenaje tras su obliteración por lavas v sedimentos; y por la formación de dunas durante las retiradas del mar y de playas coincidiendo con su ascenso. Dado que la dinámica litoral y de vertiente actuales retocan circunstancialmente los acantilados detríticos, sus alteraciones derivan, en lo esencial, de su ocupación antrópica. La desestabilización introducida por la removilización de tierras y desmontes, para la práctica agrícola e instalación de núcleos residenciales e infraestructuras, modifican sus procesos ecológicos básicos e incrementan la vulnerabilidad de la franja costera (Pérez-Chacón et al., 2007, Yanes y Beltrán, 2009). La generación y/o ensanchamiento de fisuras y la caída de paquetes rocosos evidencian el riesgo que induce esa ocupación, a lo que se ha de añadir la pérdida de vidas humanas. Así acaeció en la playa del acantilado de Los Gigantes (SO de Tenerife) en 2009, debido a un desprendimiento desde 50 m de altura, que ocupó casi 100 m<sup>2</sup> de la zona de baño y alcanzó en algunos puntos 5 m de potencia. En cualquier caso, la colocación de mallas y muros de contención es cada vez más frecuente en los cantiles sedimentarios.

Ante el dominio del paisaje litoral por acantilados en edificios volcánicos, el interés de los detríticos es indudable: de un lado, permite apreciar no solo la interferencia entre procesos volcánicos y terrestres, sino también la concomitancia entre cambios de nivel del mar y dinámica subaérea. De ahí su notable valor en el estudio de la alternancia de ciclos climáticos cuaternarios. De otro, por lo específico de su dinámica, pues la menor resistencia de su estructura y materiales hace que su capacidad de respuesta a las acciones de modelado e intervención antrópica sea, por lo común, más rápida que las registradas en otros acantilados.

#### REFERENCIAS

- Armas, V., Romero, C. y García-Cacho, L. (2001): Significado morfológico de los depósitos volcanoclásticos y detríticos del Valle de La Orotava. Tenerife (Islas Canarias). En: *Espacio natural y dinámicas territoriales* (F. Manero, ed.). Ed.Universidad de Valladolid, Valladolid, 195-207.
- Caniaux, G. (2007): Morphologie des littoaux aux Açores. En: *Les littoraux volcaniques: une approche environnementale* (S. Etienne y R. Paris, eds.). Ed. PUBP, Clermont-Ferrand, 15-36.
- Criado, C. y Yanes, A. (2005): Acerca de las paleoformas marinas cuaternarias de Teno Bajo (Tenerife). En: *Geomorfología litoral i quaternari* (E. Sanjaume y J. Mateu, eds.). Ed. Universidad de Valencia, Valencia, 113-121.
- Guilcher, A. (1981): Tres grandes falaises et megafalaises d'îles macaronesiennes: Grande Canarie, Tenerife, Madere, Sao Miguel. En: *Livro Homenagem a O. Ribeiro*, Lisbonne, 1: 357-366.
- Palacios, D., Yanes, A. y González, J. A. (1996): The evolution of a volcanic cliff: Fajana, Tenerife, The Canary Islands. Z. Geomorph. Suppl.-Bd.103:25-47.
- Pérez-Chacón, E., Hernández, L. y Yanes, A. (2007): L'impact des aménagements sur les Iles Canaries. En: Les littoraux volcaniques: une approche environnementale (S. Etienne y R. Paris, eds.). Ed. PUBP, Clermont-Ferrand, 173-191.
- Trenhaile, A. (1987): *The geomorphology of rocks coasts*. Cambridge University Press, 384 p.
- Yanes, A. (2006): Caracterización morfológica de las costas de las Islas Canarias. En: Proyecto de directrices de ordenación del litoral de Canarias (Pie y Vilanova, dir.). Ed. Equip BCpN, Barcelona.
- Yanes, A. y Beltrán, E. (2009): 1250. Acantilados con vegetación endémica de las costas macaronésicas.
  En: VV. AA. Bases ecológicas para la gestión de los tipos de hábitats de interés comunitario presentes en España (Directiva 92/43/CEE).
  Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 94 p.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., González, J.A., Soler, V., Ghaleb, B. y Dabrio, C. (2003): Registro de los cambios del nivel del mar durante el cuaternario en las Islas Canarias occidentales (Tenerife y La Palma). *Estudios Geológicos*, 59:133-144.

# Dinámica eólica y sedimentaria en una forma erosiva *blowout*: sistema dunar d'es Comú de Muro (Mallorca, Islas Baleares)

## Airflow dynamics and sediment transport in a blowout: Es Comú de Muro dune system (Mallorca, Balearic Islands)

#### M. Mir-Gual<sup>1</sup>, G.X. Pons<sup>1</sup>, J.A. Martín-Prieto<sup>1</sup>, F.X. Roig-Munar<sup>1</sup> y A. Rodríguez-Perea<sup>1</sup>

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universitat de les Illes Balears 07122 Palma de Mallorca (Illes Balears). Grupo de Investigación BIOGEOMED. miquel.mir@uib.es

**Resumen:** Se presentan los resultados de una campaña de campo de 24 horas llevada a cabo en una morfología *blowout* existente en la primera línea de dunas del sistema de'es Comú de Muro (Mallorca, Islas Baleares). Con el objetivo de establecer la modelación del flujo de viento y de los patrones de transporte sedimentario asociados, se utiliza una malla de 7 anemómetros 2D, complementados con la presencia de 12 trampas de sedimento verticales. Los resultados preliminares inciden en la importancia de las características topográficas de las formas *blowout*, así como del papel que tiene la vegetación herbácea y la presencia de morfologías arenosas efimeras en los patrones de erosión.

Palabras clave: blowout, dinámica eólica, transporte, sedimento, dunas.

**Abstract:** The results of 24 h fieldwork campaign carried out on a blowout existing along the first line of dunes of es Comú de Muro system (Mallorca, Balearic Islands) are presented. With the aim to establish a wind flow model and the associated patterns of sediment transport, a total of seven 3-cup anemometers and 12 vertical sediment traps are used. The preliminary results highlight the role of the topographic features of blowouts, as well as other variables such as the role of both herbaceous vegetation and presence of eco-dunes according to the erosion patterns existing.

Key words: blowout, wind dynamic, transport, sediment, dunes.

#### INTRODUCCIÓN

La ocurrencia de procesos sedimentarios en ambientes litorales deposicionales es un hecho tan palpable como importante en su formación, evolución y configuración. La magnitud e importancia de los procesos de erosión, transporte y sedimentación eólica en ambientes playa-duna dependen *a priori* del tamaño y génesis del sedimento y de la velocidad de fricción del viento (Alcántara et al., 2011).

Los ambientes litorales sedimentarios arenosos, debido a su fragilidad, presentan una vulnerabilidad especial a los episodios eólicos incidentes sobre ellos, que a lo largo de las últimas décadas, y motivados por la presión antrópica que sufren, incrementan recurrentemente sus procesos erosivos (Mir-Gual et al., 2012). La presencia de formas erosivas *blowout* (cubeta de deflación) a lo largo de la primera duna (*foredune*) se postula como uno de los factores que más ayuda a acelerar estos procesos, que con el tiempo pueden llegar a tener consecuencias negativas para todo el sistema playa-duna (Hesp, 2002).

Las morfologías erosivas *blowout*, a consecuencia de la topografía negativa que presentan frente a la primera duna, suponen canales de deflación que, ayudados por la incidencia de los vientos predominantes efectivos, incrementan el transporte de sedimento desde la playa emergida hacia el interior del sistema (Sherman y Hotta, 1990). En ese sentido, y para abordar con mayor conocimiento los balances sedimentarios que se dan entre la playa emergida y el campo dunar, es importante incrementar el conocimiento sobre la dinámica eólica y sedimentaria que se produce dentro de las morfologías *blowout* existentes. Existen numerosos trabajos que han abordado la temática, realizando estudios sobre la morfodinámica de *blowouts* a partir de la incidencia del viento como elemento modificador y su consecuente transporte sedimentario (Hugenholtz y Wolfe, 2009; Delgado-Fernández, 2011; Hesp y Walker, 2012).

El presente trabajo tiene como objetivo principal llevar a cabo una primera aproximación a la dinámica eólica y sedimentaria a partir del estudio de una forma erosiva blowout en el frente dunar d'es Comú de Muro (Fig. 1). Éste, a la espera de nuevos resultados, pretende ser un trabajo preliminar que, expectante de experimentos, nuevos ayude a aumentar el conocimiento sobre los procesos erosivos producidos en estos ambientes, a la par que incrementar los mecanismos para la toma de decisiones en la gestión de los sistemas playa-duna, tan castigados y demandados en las Islas Baleares. Así, se presentan los resultados sobre el comportamiento del viento registrado a lo largo de 24 h en una forma erosiva blowout existente a lo largo de la primera línea del sistema playa-duna de es Comú de Muro en Mallorca (Fig. 1).

#### METODOLOGÍA

Se han utilizado 7 anemómetros *Davis* 2D (que miden dirección y velocidad cada minuto) distribuidos a lo largo del área de estudio, situados a 40 cm de la superficie (Fig. 2), con el soporte de sensores de temperatura, humedad relativa del aire y humedad del suelo. A fin de poder observar la relación entre el efecto del viento y el consecuente transporte sedimentario, el experimento de campo se complementa con 12 trampas verticales de sedimento basadas en el modelo de Leatherman (1978), orientadas a los 4 puntos cardinales con el fin de actuar como trampas pluridireccionales (Fig. 2). El modelo 3D se realizó a partir de 25 perfiles transversales, posteriormente tratados con AutoCad<sup>TM</sup> y Cinema4D<sup>TM</sup>.



FIGURA 1. Localización de la zona de estudio y esquema geológico y geomorfológico del sistema dunar (Mir-Gual et al., 2012).

#### RESULTADOS

#### Velocidad y dirección del viento

La velocidad del viento no fue homogénea a lo largo del período de 24 h de muestreo, observándose, además, diferencias entre los distintos sensores. Como se refleja en la Fig. 3, las velocidades máximas ocurrieron en las horas centrales del día, con máximos de 4-4,5 m/s (entre las 12:00 y las 17:00 h). Este viento, popularmente llamado en Mallorca embat, se establece diariamente a consecuencia de la variación de la temperatura entre tierra y mar. El viento sopla de mar a tierra durante las horas de máxima insolación. La llegada de la noche y la bajada de la temperatura ambiente suponen un descenso drástico de la velocidad registrada en los distintos anemómetros, que no se recupera hasta la 01:00 h aproximadamente, no obstante con valores residuales que no superan los 1,5 m/s. Los sensores 5, 6 y 7, situados en la zona interior del blowout, son los que menor intensidad de viento registraron, mientras que los del canal de deflación, los 2, 3 y 4, y en la boca del blowout, el anemométro 1, registraron la mayor velocidad. La dirección predominante del viento durante el muestreo fue de N-NE (Fig. 4). Los anemómetros 1, 2, 3 y 4, condicionados por la topografía del blowout, registraron una dirección bastante similar de vientos ENE, mientras que ésta diverge en la zona de abertura

posterior. El anemómetro 7 experimentó mayor divergencia respecto al resto de la muestra por tener una pantalla de vegetación arbustiva en su límite norte, generando un reflujo de dirección NNO.



FIGURA 2. a) Disposición de la instrumentación utilizada en el experimento de campo b) Perfil longitudinal del blowout con la localización del instrumental.

La disposición topográfica del blowout y la dirección predominante del viento durante muestreo sugieren un patrón claro de canalización, emulando el principio de Bernoulli o el efecto Venturi. Así pues, en la Fig. 5, se percibe que la base del canal de deflación genera una canalización homogénea del viento una vez que llega a la boca del blowout. Se ve además un desplazamiento por los márgenes laterales del mismo, aunque limitado y corregido por la presencia de vegetación en sus límites superiores, la cual genera un flujo de vuelta hacía el interior del canal. La canalización sufrida se dispersa en la parte interior del blowout, donde se produce una descompresión eólica ayudada por la apertura topográfica del propio blowout. A partir de la base establecida por el índice aplicado por Jackson y Hunt (1975), se aprecia también una importancia de la variable altura (h) en tanto a su influencia en la velocidad del viento registrada, condicionada también por la variable topográfica de la zona de estudio. Así pues, la Fig. 6 refleja como las máximas velocidades se dan en el anemómetro 1 (zona de entrada) y en los anemómetros 3 y 4 (canal de deflación).



FIGURA 3. Curvas del estado del viento para cada uno de los anemómetros dispuestos a lo largo de las 24h de muestreo.



FIGURA 4. Vista 3D del blowout y rosa de viento para cada uno de los anemómetros utilizados en la campaña de campo.



FIGURA 5. Vista del viento a partir de la extrapolación de los sensores de viento y las características topográficas del blowout.

Vemos pues que el efecto de la vegetación herbácea y morfologías efimeras en la primera línea supone una pantalla que genera un descenso de la velocidad eólica, tal y como bien queda registrado en el anemómetro 2. Finalmente, la descompresión generada en la parte interior del *blowout*, con la abertura topográfica que supone la zona de deposición, genera una diversificación del flujo de viento, hecho que también



FIGURA 6. Variación de la velocidad del viento a partir de la variable altura (modificado de Jackson y Hunt, 1975).

genera un descenso de la velocidad media registrada por los anemómetros 5, 6 y 7.

#### Transporte sedimentario

El transporte sedimentario a lo largo del tiempo de muestreo fue, en general, muy bajo (Tabla I). La captación de arena fue superior, normalmente, en las trampas expuestas a la dirección predominante del viento (e.g. TB\_N 0,054 kg m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>, TB\_E 0,09 kg m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>, y TC\_N 0,055 kg m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>, TC\_O 0,509 kg m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>). No obstante vemos que en la TA las máximas se dan en dirección este (0,37 kg m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>) y dirección oeste (0,06 kg m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>).

Existe una correlación perfecta entre las máximas de captación sedimentaria y los momentos de mayor velocidad de viento. La comparación entre la Tabla I y la Fig. 3 refleja la coincidencia de que en las horas centrales del día (entre las 12:00 y las 17:00 h) es cuando mayor transporte sedimentario se genera, tal y como reflejan los valores totales de Run<sup>1</sup> (0,185 m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>), Run<sup>2</sup> (0,405 m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>), Run<sup>3</sup> (0,129 m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>) Run<sup>4</sup> (0,357 m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>) y Run<sup>5</sup> (0,155 m<sup>-1</sup> min<sup>-1</sup>).

|     | Orien-<br>tación | <b>Run<sup>1</sup></b> (12:00-12:55) | <b>Run<sup>2</sup></b> (13:16-13:46) | <b>Run<sup>3</sup></b> (14:16-14:45) | <b>Run<sup>4</sup></b> (15:36-16:05) | <b>Run<sup>5</sup></b> (16:37-17:04) | <b>Run<sup>6</sup></b> (17:36-18:03) | <b>Run<sup>7</sup></b> (18:36-19:02) | <b>Run<sup>8</sup></b> (19:37-20:03) | <b>Run<sup>9</sup></b> (05:21-05:48) | <b>Run<sup>10</sup></b> (06:33-06:58) |       |
|-----|------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|-------|
|     |                  | Valores ex                           | presados                             | en: kg m <sup>-1</sup>               | min <sup>-1</sup>                    |                                      |                                      |                                      |                                      |                                      |                                       | Total |
|     | N                | 0                                    | 0,020                                | 0,010                                | 0,009                                | 0,005                                | 0                                    | 0                                    | 0,005                                | 0                                    | 0                                     | 0,049 |
| ТΛ  | S                | 0                                    | 0,010                                | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0,005                                | 0                                    | 0                                    | 0                                     | 0,024 |
| IA  | Е                | 0                                    | 0,250                                | 0,060                                | 0,04                                 | 0,005                                | 0,005                                | 0,01                                 | 0                                    | 0                                    | 0                                     | 0,37  |
|     | 0                | 0,010                                | 0,010                                | 0                                    | 0,04                                 | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                     | 0,06  |
|     | Ν                | 0,005                                | 0,005                                | 0,005                                | 0,014                                | 0,005                                | 0,020                                | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                     | 0,054 |
| тв  | S                | 0,015                                | 0,005                                | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                     | 0,02  |
| ID  | Е                | 0,030                                | 0                                    | 0,01                                 | 0,04                                 | 0,015                                | 0,000                                | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                     | 0,09  |
|     | 0                | 0                                    | 0,035                                | 0                                    | 0                                    | 0,005                                | 0,000                                | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                     | 0,045 |
|     | Ν                | 0,005                                | 0,005                                | 0,030                                | 0                                    | 0                                    | 0,005                                | 0                                    | 0,01                                 | 0                                    | 0                                     | 0,055 |
| тс  | S                | 0,040                                | 0,000                                | 0,005                                | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                    | 0                                     | 0,045 |
| IC. | Е                | 0                                    | 0,000                                | 0                                    | 0                                    | 0,005                                | 0                                    | 0,025                                | 0                                    | 0                                    | 0                                     | 0,03  |
|     | =                | 0,080                                | 0,065                                | 0,014                                | 0,2                                  | 0,115                                | 0,005                                | 0,025                                | 0,005                                | 0                                    | 0                                     | 0,509 |
|     | Total            | 0,185                                | 0,405                                | 0,129                                | 0,357                                | 0,155                                | 0,035                                | 0,065                                | 0,02                                 | 0                                    | 0                                     | 1,351 |

TABLA I. Valores del transporte sedimentario registrado a lo largo del tiempo de muestreo en los diferentes grupos de trampas (TA, TB, TC) y para los distintos momentos de muestreo (runs).

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El comportamiento del viento en las formas erosivas *blowout* queda estrictamente delimitado por las condiciones topográficas del mismo, así como también por la dirección que éste presenta. No obstante, variables como la altura (dentro del sistema) y la presencia/ausencia de vegetación herbácea y morfologías efimeras deben tenerse en cuenta. La existencia de marcados canales de deflación en los frentes dunares incrementa la velocidad del viento (cumpliendo con el principio de *Bernoulli*), hecho que lleva consigo también un incremento en el transporte sedimentario.

El presente estudio, de forma preliminar, pone de manifiesto todos estos procesos. En ese sentido pues, sugiere que la existencia de formas erosivas *blowout* en la primera línea de los sistemas de dunas puede incrementar substancialmente los patrones de transporte sedimentario desde la playa alta hacia el interior de los campos dunares, incrementando a la vez los patrones de erosión sufridos en estos sistemas a través del viento como agente modificador. Con todo pues, es importante considerar estas morfologías erosivas a la vez que se planifiquen actuaciones de gestión en los sistemas playa-duna.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha visto beneficiado por el proyecto GCL2010-18616, y financiado por las ayudas de la Direcció Gral. d'Universitats, Recerca i Transferència del Coneixement del Govern de les Illes Balears con fondos FEDER al grupo competitivo BIOGEOMED, y de una beca de investigación (FPI) de la Direcció Gral. d'Universitats, Recerca i Transferència del Coneixement del Govern de les Illes Balears.

#### REFERENCIAS

- Alcántara-Carrió, J., Fontán, A., Sánchez, M.J. y Corbí, A. (2011): Métodos de campo y laboratorio para el estudio de los procesos eólicos. En: *Las Dunas en España* (E. Sanjaume Saumell, F.J. Gracia Prieto, eds.) Sociedad Española de Geomorfología, Cádiz, 67-85.
- Delgado-Fernández, I. (2011): Meso-scale modelling of aeolian sediment input to coastal dunes. *Geomorphology*, 130:230-243.
- Hesp, P. (2002): Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48:245-268.
- Hesp, P. y Walker, I.J. (2012): Three-dimensional aeolian dynamics within a bowl blowout during offshore winds: Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada. *Aeolian Research*, 3:389-399.
- Hugenholtz, C.H. y Wolfe, S.A. (2009): Form-flow interactions of an aeolian saucer blowout. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34:919-928.
- Jackson, P.S. y Hunt, J.C.R. (1975): Turbulent wind flow over a low hill. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101:929-955.
- Leatherman, S.P. (1978): A new aeolian sand trap design. *Sedimentology*, 25:303-306.
- Mir-Gual, M., Pons, G.X., Martín-Prieto, J.A., Roig-Munar, F.X. y Rodríguez-Perea, A. (2012): 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*, on-line: 1-13.
- Sherman, D.J. y Hotta, S. (1990): Aeolian sediment transport: theory and measurement. En: *Coastal dunes: from and process* (K.F. Nordstrom, N.P. Psuty y W.G. Carter, eds). John Wiley & Sons Ltd, 17-37.

# Análisis de la capacidad real de transporte eólico en el sistema dunar de Valdevaqueros (Tarifa)

Actual aeolian sand drift power in the Valdevaqueros dune system (Tarifa)

#### M. Navarro<sup>1</sup>, J.J. Muñoz-Pérez<sup>1</sup>, J. Román-Sierra<sup>1</sup>, A. Ruiz-Cañavate<sup>1</sup> y G. Gómez-Pina<sup>2</sup>

1 Dept. Física Aplicada, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Polígono Río San Pedro, s/n.

marina.navarro@uca.es; juanjose.munoz@uca.es; jorge.roman@uca.es; antonio.ruiz@uca.es.

2 Demarcación de Costas Andalucía-Atlántico. C/ Marianista Cubillo, 7. Cádiz. ggomez@magrama.es

**Resumen:** La duna de Valdevaqueros está situada en uno de los puntos más ventosos de Europa. Su elevada movilidad y la frecuente aparición de vientos de levante de gran intensidad han provocado un serio problema de invasión masiva y continua de arena sobre la carretera autonómica, que lleva a la población de Punta Paloma (Tarifa). En el cálculo de transporte eólico de sedimentos, se suelen utilizar varias formulaciones, pero que parecen no ajustarse a la situación real de Valdevaqueros. Por ello, se han colocado una torre de anemómetros y una trampa de arena de fabricación propia, capaz de recoger arena a distintas alturas o niveles. La tasa media de transporte in situ para un viento de intensidad moderada ha sido de hasta 3 veces superior a la obtenida teóricamente. Los resultados granulométricos obtenidos han sido de gran ayuda para la comprensión de la distribución de los granos de arena a diferentes alturas.

Palabras clave: movilidad dunar, transporte eólico, trampa de arena, anemómetros, tamaño medio de grano.

**Abstract:** Valdevaqueros dune is located in one of the windiest points of Europe. The high dune mobility and the frequent occurrence of strong east winds have caused a serious problem of a massive and continuous sand invasion over a regional road towards the village of Punta Paloma (Tarifa). Despite the existence of various formulations to compute aeolian sand drift power, they seem not to fit with the actual situation of Valdevaqueros. To determine real transport rates in Valdevaqueros dune system, an anemometer tower and a hand-made sand trap have been placed to retain the drift sands at different heights or levels. The in-situ average transport rate for moderate wind power has been up to3 times higher than the theoretical computation. Grain-size results have been of great help for the understanding of the sand grain distribution at different heights.

Key words: dune mobility; aeolian sand drift; sand trap; anemometer; average grain size.

## INTRODUCCIÓN Y MÉTODOS

El sistema dunar de Valdevagueros (Tarifa), situado en el sector más meridional de la costa atlántica gaditana y a 10 km del estrecho de Gibraltar (36º 4' 15"N; 5° 41' 30"O) es un campo dunar transgresivo especial, con una situación geográfica y condiciones meteorológicas particulares, donde el transporte eólico sedimentario domina sobre otros procesos. Su crecimiento se produce desde el SE hacia el NO, desarrollando crestas orientadas unas perpendicularmente a la dirección del flujo de viento dominante (Navarro et al., 2011). La duna presenta altas tasas de migración debido al fuerte y frecuente viento de levante y a la gran longitud de la ensenada que encuentra antes de llegar a la duna, sólo interrumpida cuando la laguna del río Valle comunica con el mar durante las grandes riadas.

De este modo, la duna de Valdevaqueros sepulta la carretera autonómica A-2325 cada vez que soplan vientos de levante de moderada a alta intensidad, desde junio de 2004, siendo esta carretera, la única vía de comunicación del pueblo de Paloma Baja con la N-340 (Fig. 1). Desde entonces, se han sucedido las campañas

de retirada de arena con medios mecánicos para impedir su colapso (Román-Sierra et al., 2004). Los sedimentos que alcanzan la cresta dunar de Valdevaqueros pertenecen a arenas medias compuestas principalmente de cuarzo, tratándose de materiales bien clasificados (Muñoz-Perez et al. 2009).



FIGURA 1. Perspectiva de la duna de Valdevaqueros desde la carretera autonómica A-2325, que queda sepultada tras cada temporal de levante.

La dimensión de la duna de Valdevaqueros hace que se trate de una de las más grandes de España, con una altura media de 40 m por encima del nivel de la bajamar máxima viva equinoccial. Este hecho es debido a que Tarifa es uno de los puntos de mayor intensidad eólica de toda Europa.

Aplicando la formulación de Fryberger (1979), se extrajo una rosa de transporte potencial de arena para la zona de Tarifa (Tsoar, 2005), corroborando que la zona de estudio posee un elevado potencial de deriva sedimentaria cercano a 10.000 unidades vector (Navarro et al., 2011) y que casi el 75% de los vientos de levante superan la velocidad de corte umbral de inicio de movimiento. A pesar de los datos teóricos de que se dispone a partir de la estación meteorológica de Tarifa, situada a varios kilómetros hacia el sureste de la zona de estudio, se hace necesario obtener más datos sobre la capacidad real de transporte que posee la duna de Valdevaqueros, como han aplicado Rodríguez Santalla et al. (2009) en las dunas del delta del Ebro.

Se han colocado una torre de anemómetros (Fig. 2) y una trampa de arena de diferentes niveles (Fig. 3), que recoge la arena transportada en varios puntos del perfil dunar (en la cresta, a unos 40 m por encima del nivel medio del mar y en el pie, a unos 10 m). Se ha determinado, por un lado, el perfil vertical de velocidades, así como la tasa de transporte eólico de sedimentos in situ. La trampa de arena, de creación propia, consta de diez cajoneras de 10 cm  $\times$  40 cm cada una con una malla posterior para permitir la salida del aire. De este modo, el sedimento queda retenido en función de su granulometría a diferentes alturas por encima de la superficie dunar.

Asimismo, el análisis granulométrico ha resultado de gran utilidad en la identificación de fuentes de arena transportadas por el viento, como hicieron Alcántara-Carrió et al. (2010) en las dunas de Fuerteventura (Canarias), teniendo en cuenta tanto el tamaño medio de grano, como la desviación típica, la simetría y el apuntamiento de la distribución granulométrica de las muestras obtenidas. Alonso et al. (2006) utilizaron un parámetro de disponibilidad eólica de sedimentos (ASA: aeolian sediment availability), que determina la disponibilidad de sedimentos para el transporte eólico en ambientes costeros donde las características texturales del sedimento superficial y la presencia de vegetación, más que el volumen de arena, determinan la disponibilidad de sedimentos. Cuando los vientos soplan paralelos a la línea de costa, la cantidad de sedimentos que entra al sistema se compensa con las salidas y las variaciones morfológicas son, por tanto, mínimas (Davidson-Arnott, 1988). Sin embargo, cuando los vientos son perpendiculares a la línea de costa, el fetch está limitado por el ancho de la playa emergida, mientras qu,e en el caso de vientos soplando desde el mar oblicuamente a la costa, como sucede en playa de Valdevaqueros, las la variaciones

morfológicas y aportes de sedimento resultan más intensos, del orden de 20 veces superior al transporte medido para el caso anterior (Nordstrom y Jackson, 1992). De este modo, la finalidad última será comparar las tasas de transporte reales obtenidas in situ con las tasas de transporte potenciales calculadas a partir de formulaciones teóricas.



FIGURA 2. Vista de la torre de anemómetros en la cresta dunar.



FIGURA 3. Colocación de la trampa de arena de 10 niveles de altura.

En condiciones de estabilidad atmosférica, el perfil de velocidad por encima de la subcapa viscosa de las superficies aerodinámicamente rugosas viene dado por la ecuación logarítmica de Prandtl-Von Karman, también denominada ley de la pared o muro (*law of the wall*), en la que puede obtenerse la velocidad media del viento ( $u_z$ ) a una determinada altura z:

$$\frac{u_z}{u_*} = \frac{1}{k} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad \forall \ z \succ z_0 \quad [ec.1]$$

Donde  $u_*$  es la velocidad de corte o fricción, k es la constante universal de Von Karman que define la capa límite turbulenta (k=0,40), z es la altura por encima de la superficie y  $z_0$  es la altura de rugosidad aerodinámica ( $z_0=d/30$ ), siendo d el tamaño de grano. Esto quiere decir que, si se incrementa la velocidad del viento a una determinada altura z, la velocidad de corte también aumenta.

Así, observaciones llevadas a cabo por Bagnold (1954) demostraron que la tasa de transporte ( $q_B$ ) depende del tamaño de grano (d), relativa al diámetro de referencia de 0,25 mm (D), y del cubo de la velocidad de corte del viento ( $u_*$ ):

$$q_B = C \cdot \sqrt{\frac{d}{D}} \cdot \frac{\rho_a}{g} \cdot u_*^3$$

Donde la constante C es 1,5 para arenas uniformes, 1,8 para arenas naturales de dunas, 2,8 para arenas pobremente clasificadas y 3,5 para gravas. Para el cálculo de dicha tasa de transporte, se ha utilizado la Muestra Compuesta (MC), calculada a partir de los pesos retenidos en cada tamiz de cada una de las muestras recogidas.

#### **RESUMEN DE RESULTADOS**

En la Fig. 4, se desglosan los pesos de sedimento retenidos por la trampa de arena en la cresta dunar a diferentes alturas o niveles (0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm, 30-40 cm, 40-50 cm, 50-60 cm, 70-80 cm, 80-90 cm y finalmente 90-100 cm) tras 15 minutos de exposición. Las velocidades medias y máximas de viento fueron de 42 km/h y 66 km/h en la cresta y de 31 km/h y 55 km/h en el pie dunar, respectivamente.

En total, la trampa de arena captó 209 g de arena en el pie dunar, mientras que en la parte más elevada de la duna se recogieron más de 7,4 kilos de arena en el mismo intervalo de tiempo, de los cuales casi un 90% se vio transportado en los primeros 20 cm de altura por encima de la superficie dunar. Asimismo, se han realizado análisis granulométricos de la arena retenida en cada nivel, según metodología descrita por Román-Sierra et al. (2013).

| Muestra nivel | D50  | σ    | α     | к    |
|---------------|------|------|-------|------|
| (cm)          | (mm) | (φ)  | (φ)   | (φ)  |
| 100 - 90      | 0,27 | 0,75 | 0,50  | 0,79 |
| 90 - 80       | 0,33 | 0,78 | -0,17 | 0,89 |
| 80 - 70       | 0,28 | 0,74 | 0,48  | 0,79 |
| 70 - 60       | 0,26 | 0,65 | 0,28  | 0,96 |
| 60 - 50       | 0,29 | 0,76 | 0,37  | 0,91 |
| 50 - 40       | 0,27 | 0,57 | -0,24 | 0,91 |
| 40 - 30       | 0,27 | 0,56 | -0,26 | 0,88 |
| 30 - 20       | 0,26 | 0,50 | -0,29 | 0,83 |
| 20 - 10       | 0,25 | 0,51 | -0,25 | 0,84 |
| 10 - 0        | 0,29 | 0,58 | -0,53 | 1,22 |

TABLA I. Parámetros estadísticos calculados tras el análisis granulométrico de las muestras de arena recogidas en cada nivel de la trampa colocada en la cresta dunar. D50: Diámetro medio de grano; σ: Desviación típica (sorting); a: Simetría (skewness); k: Apuntamiento de la distribución granulométrica (kurtosis).



FIGURA 4. Arena retenida por la trampa colocada en la cresta y pie de la duna de Valdevaqueros durante 15 minutos.

El tamaño medio de grano ( $D_{50}$ ) hallado en las muestras retenidas en la trampa de arena confirman que se trata de arenas de granulometría media, siendo algo más fina en la cresta que en el pie dunar, donde el tamaño medio ronda los 0,3 mm. En la cresta, los análisis granulométricos de la arena retenida en cada nivel muestran resultados variables, entre 0,25 mm y 0,33 mm (Tabla I). En general, hay una tendencia a aumentar el tamaño medio de grano en los primeros 50 cm por encima de la superficie dunar, lo que sugiere la presencia de granos y bioclastos de morfología alargada, que quedan retenidos en los tamices superiores y que, debido a su forma, son transportados por suspensión durante más tiempo.

Utilizando la muestra compuesta (MC= 0,28 mm), característica de toda la arena transportada en la cresta, y siendo la velocidad media de corte del viento de 42 km/h, se ha obtenido una tasa media de transporte teórico de 6,72 ×  $10^{-3}$  kg·m<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>, es decir, 133,19 m<sup>3</sup>·m<sup>-1</sup>·año<sup>-1</sup>. Por otra parte, teniendo en cuenta los pesos retenidos por la trampa de arena, la tasa total de transporte in situ es igual a 2,08 ×  $10^{-2}$  kg·m<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>, i.e. 412 m<sup>3</sup>·m<sup>-1</sup>·año<sup>-1</sup>.

La desviación estándar de la cresta desvela valores moderadamente bien clasificados para cada muestra, donde las mejor clasificadas corresponden a las situadas a menor altura. Según el parámetro de simetría, las muestras de mayor altura se encuentran, en general, muy sesgadas en material fino, mientras que las situadas más cerca de la superficie dunar están sesgadas en gruesos. Cabe resaltar el cambio de tendencia que se sucede, en este sentido, a partir de los 50 cm de altura. Este dato parece diferenciar un cambio en el tipo de arena transportada por el viento.

En cuanto al apuntamiento o kurtosis, las muestras siguen una distribución platicúrtica con tendencia a ser mesocúrtica, lo que da una idea de que el contenido alberga diferentes tipos de tamaño de grano. Comparando los resultados de las desviaciones estándar con los datos de simetría, se comprueba que las muestras bien clasificadas, situadas en los primeros 50 cm de altura, tienen una simetría negativa, es decir, sesgada hacia los gruesos.

#### CONCLUSIONES

Tras la colocación de la trampa de arena, se han hallado datos muy llamativos del transporte de sedimentos en la duna de Valdevaqueros. Mientras que en el pie dunar se recogieron 0,84 kg de arena por hora, el transporte en la cresta fue masivo, llegando a ser hasta 35 veces mayor (casi 30 kg/h), el 90% del cual fue captado en los primeros 20 cm de altura.

En este sentido, la tasa de transporte real calculada para la cresta dunar ha sido 3 veces mayor a la obtenida teóricamente a partir de la formulación de Bagnold, teniendo en cuenta velocidades medias de viento de 42 km/h para ambos casos.

Pese a que lo esperado sería obtener una distribución de arenas con tendencia a la disminución progresiva del tamaño medio de grano, se ha comprobado que, en este caso y con un régimen de vientos tan intenso, el diámetro medio retenido por encima de 50 cm es mayor que el obtenido a menor altura. De este modo, para conocer fielmente la distribución granulométrica de las muestras de arena, no es suficiente con estudiar el tamaño medio de grano, sino que cabría considerar parámetros como la desviación típica, la simetría o la kurtosis, así como la morfología de los granos y la composición bioclástica de la arena, especialmente en estudios de transporte eólico de sedimentos.

#### REFERENCIAS

- Alcántara-Carrió, J. y Alonso, I. (2001): Aeolian sediment availability in coastal areas defined from sedimentary parameters. Application to a case study in Fuerteventura. *Scientia Marina* 65(IS): 7-20.
- Alonso, I., Sánchez, I., Cabrera, L., Benavides, A., Alcántara-Carrió, J. y Usera, J. (2006): Decadal

evolution of a coastal dune field and adjacent beaches at North of Fuerteventura (Canary Islands, Spain). *Journal of Coastal Research*, SI 39: 198-203.

- Bagnold, R.A. (1954): The Physical Aspects of Dry Deserts. In: J.C. Cloudsley-Thompson, Ed. Biology of Deserts. Institut of Biology, London (1954): 7-12.
- Fryberger, S.G. (1979): Dune forms and wind regime. In: A study of global sand seas (E.D. McKee, ed.), U.S. Geological Survey Professional Paper 1052: 137-169. Washington.
- Muñoz-Pérez, J.J., Navarro, M., Román-Sierra, J., Tejedor, B., Rodríguez, I. y Gómez-Pina, G. (2009): Long-term evolution of a transgressive migrating dune using reconstruction of the EOF method. *Geomorphology*, 112: 167-177.
- Navarro, M., Muñoz-Pérez, J.J., Román-Sierra, J., Tsoar, H., Rodríguez, I. y Gómez-Pina, G. (2011): Assessment of highly active dune mobility in the medium, short and very short term. *Geomorphology* 129 (1-2): 14-28.
- Nordstrom, K.F. y Jackson, N.L. (1992): Two dimensional change on sandy beaches in estuaries. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36 (4): 465-478.
- Rodríguez Santalla, I., Sánchez García, M.J., Montoya Montes, I., Gómez Ortiz, D., Martín Crespo, T. y Serra Raventos, J. (2009): Internal structure of the aeolian sand dunes of El Fangar spit, Ebro Delta (Tarragona, Spain). *Geomorphology*, 104: 238-252.
- Román-Sierra, J., Navarro Pons, M., Muñoz-Pérez, J.J., Gomez-Pina, G. y Fages Antiñolo, L. (2004): Ecosistemas dunares en la provincia de Cádiz. Estabilizaciones en Bolonia y Valdevaqueros, T.M. Tarifa. *Revista de Obras Públicas*, 151, 3450: 65-76.
- Román-Sierra, J., Muñoz-Perez, Juan J., Navarro-Pons, M. (2013): Influence of sieving time on the efficiency and accuracy of grain-size analysis of beach and dune sands. *Sedimentology* (in press). doi: 10.1111/sed.12040.
- Tsoar, H. (2005). Sand dunes mobility and stability in relation to climate. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*. 357 (1): 50-56.

# Granulometría y composición mineralógica de los sedimentos arenosos de los sistemas de playa/dunas de la costa de Cantabria (NO de España)

Granulometry and mineralogic composition of sand deposits of the beach/aeolian dune systems of the Cantabrian coast (NW Spain)

#### P. Martínez Cedrún<sup>1</sup>, G. Fernández Maroto<sup>1</sup>, G. Flor<sup>2</sup> y G. Flor-Blanco<sup>2</sup>

1. Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros. 39005 Santander. patricio.martinez@unican.es; fernandmg@unican.es

2. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo (Asturias). gflor@geol.uniovi.es; gfb@geol.uniovi.es.

**Resumen:** Los sedimentos arenosos de playas que contienne campos eólicos dunares en la costa de Cantabria muestran una dependencia de sus diámetros medios y composición mineralógica de las cuencas fluviales suministradoras (más groseros y cuarzosos). Los mayores porcentajes de carbonato se relacionan con extrusión de nutrientes de estuarios con marismas extensas. Las arenas dunares tienden a ser más finas, mejor calibradas y menor proporción bioclástica que la playa de procedencia.

Palabras clave: granulometrías, contenido carbonatado, arenas, playa/dunas, Cantabria

**Abstract:** Sediments of sand beaches containing aeolian dune fields in the Cantabrian coast shows a dependence on their average grain diameters and mineralogical composition of river basin suppliers (coarser and siliceous). The highest percentages of biogenic carbonate are related to nutrient extrusion from estuaries with extensive marshes. The sand dunes tend to be finer, better sorted and lesser bioclastic carbonate percentage than the associated beach.

Key words: granulometries, carbonate content, sands, beach/dunes, Cantabria.

#### INTRODUCCIÓN

En la costa rocosa cantábrica, los sistemas de playa/dunas de naturaleza arenosa, se distribuyen en celdas independientes confinadas entre promontorios. Tienden a mantener un cierto equilibrio dinamosedimentario a corto (desde estacional hasta un lustro) y medio plazo (algunas décadas). No obstante, la distribución actual es la respuesta a los procesos que han tenido lugar durante el último ciclo eustático en que se produjeron transferencias transversales a la costa, con ocasión de la transgresión finipleistocena, y transportes longitudinales en que pudieron ponerse en contacto sistemas actualmente desconectados.

Se intercalan estuarios con ríos cordilleranos, aunque alguno de los de mayores dimensiones (San Vicente de la Barquera y Santander), debido a sustratos blandos triásicos, se vinculan a ríos o arroyos costeros. Los campos dunares son numerosos (Fig. 1), asociándose los de mayor magnitud a barreras confinantes estuarinas. Han sido estudiados por diversos autores, como recoge Martínez Cedrún (2008). Los vientos dominantes en Cantabria son del O, seguido de los del tercer, segundo y cuarto cuadrante. Los oleajes proceden principalmente del NO y una corriente de deriva costera actúa persistentemente de O a E (Martínez Cedrún, 2008).

Uno de los aspectos de mayor interés en esta costa sedimentológicamente rocosa es analizar los componentes arenosos de playas y dunas, que permitan deducir las pautas de su distribución. La fracción arena es de las más representativas de los medios costeros y plataforma continental y es la más fácilmente removilizable. Fundamentalmente, se atiende a las variables textural y mineralógica de los sedimentos. Están relacionadas con los aportes continentales y erosión del propio borde costero acantilado, así como de los organismos de los ámbitos mareales. Pero también de la compleja dinámica costera que los distribuye en función de los excedentes y agentes específicos, incluyendo la evolución del nivel del mar.

Los componentes mineralógicos dominantes en estas playas y campos dunares de Cantabria son cuarzo y carbonatos biogénicos, con escasísimas proporciones de minerales pesados (Flor, 1978). Hay intrusiones locales de clastos carbonatados de calizas devónicas, desde los acantilados de la posplaya, como es el caso de la playa de Verdicio (Asturias). Raramente son de carácter antrópico, destacando los vertidos de escorias siderúrgicas, que están cementadas, como las playas de Riva de Pachón y Portizuelo, así como algún retazo en las de El Cuerno y el Dólar en Asturias y, en Vizcaya, algunas playas situadas al E del Abra de Bilbao, como la de Tunelboka y Gorrondatxe (Lugaresaresti, 2002).

Las fracciones cuarzosas son aportadas por los sistemas fluviales, con mayor volumen de aquéllos con grandes superficies de cuenca y sustratos rocosos siliciclásticos, como Cares-Deva, Nansa, Saja-Besaya, Pas, Miera, Asón y Agüera. En los frentes estuarinos, han construido prismas costeros como se comprueba en las cartografías de fondos mediante sísmica (Geomytsa, 1992), de los cuales son comparativamente mayores los del Pas y más aún los del Miera y el Asón. Se constituyen en sendas reservas naturales de las cuales puede depender la estabilidad de playas y dunas. Los de biogénicos proceden mayoritariamente los organismos que constituyen los hábitats del acantilado (zonas sub a supramareal), con aportaciones menores desde la plataforma continental interna, playas arenosas y estuarios (Flor et al., 1982), siendo éstos trampas sedimentarias de sus propios organismos (Flor et al. 1998). Este componente frente al siliciclástico, puede ser muy útil para identificar las áreas fuentes terrígenas y marinas (Gómez-Pujol et al., 2012). Las relaciones solubles (carbonatos)/insolubles (siliciclastos) informan de los aportes fluviales (mayor proporción de cuarzo), nutrientes desde los estuarios (incremento del bioclasto), transporte litoral, etc (Flor, 1980).

#### **METODOLOGÍAS**

Se han recogido muestras superficiales al azar (unos 500 g) de acuerdo con una serie de perfiles transversales a la playa (en ésta, solamente sobre las franjas intermareal y supramareal) y dependiendo de las tipologías dunares y su distribución superficial en los campos dunares. Se lavaron cuidadosa y repetidamente para eliminar las impurezas del sedimento. Se secaron en planchas calefactoras y se archivaron para los posteriores análisis granulométricos en seco, partiendo de 100 g de muestra problema, y utilizando una columna de tamices a intervalos de 0,50  $\phi$ , desde -1,00  $\phi$  (2,0 mm) a 4,00  $\phi$  (0,0625 mm).

Los resultados se sometieron al programa GRADISTAT (Bolt y Pye, 2001), obteniéndose los parámetros de rango y relación de Folk y Ward (1957) de los cuales, la Media y Calibrado tienen mayor interés textural, aunque otros autores incluyen la Asimetría (Komar, 1998; Ribeiro et al., 2001). Permiten inducir las transferencias desde la playa al campo dunar adyacente, pero también en sentido longitudinal en el supuesto de una total continuidad entre unos y otros sistemas de playas/dunas. El contenido carbonatado obtenido con un calcímetro de Bernard corresponde a la totalidad de cada muestra mediante. Se repite la testificación con muestras de carbonato cálcico puro cada 15 determinaciones sucesivas, partiendo de 0,2 g de peso problema. Los resultados se expresan en %.

#### RESULTADOS

Los sedimentos arenosos se removilizan en las bocanas estuarinas por los oleajes incidentes, que por la

deriva litoral los distribuyen hacia las playas y, si son excedentes en volumen (Łabuz, 2005), el vientos los transportan a la posplaya para construir campos dunares. Por esto, las playas informan de las áreas fuentes en primera instancia, aunque estén alejadas, mientras que las dunas se vinculan a la playa asociada. Los aportes fluviales marcan la presencia de arenas muy cuarzosas (pocos carbonatos) como las aportadas por los estuarios occidentales de Tina Mayor y Tina Menor, que dejan sentir su influencia hasta, prácticamente, Tagle, con calibrados buenos uniformes, si bien desde Oyambre se incorporan mayores proporciones de bioclastos. En playas expuestas, de Berellín (calibrados excelentes) a Merón. los tamaños medios hacen se comparativamente más finos, debido al efecto selectivo de la deriva litoral hacia el E (Tabla I).

En La Concha de Suances, los aportes del Saja-Besava incrementan el cuarzo. También desde Usgo hasta El Bocal, con calibrados relativamente mejores, decrece el tamaño medio, cuyos promedios están relacionados estrechamente con los altos porcentajes carbonatados. En el amplio segmento de La Canal a Berria, con calibrados aún mejores, se repite esta misma tendencia de los diámetros medios, donde los carbonatos son bajos y la tendencia no es tan marcada. Los carbonatos se incrementan en el oriente de Cantabria, probablemente debido a la extrusión de nutrientes de las extensas marismas del estuario del Asón. Son máximos en Sonabia, decreciendo algo en Oriñón, muy probablemente por la extrusión siliciclástica del río Agüera. Los calibrados, que son buenos, mejoran algo desde La Salvé hasta Oriñón.

Los diámetros medios de las playas arenosas que contienen campos dunares son mayoritariamente de arenas finas, pero abundan las de arenas medias, éstas preferentemente en el segmento central, desde Luaña a inclusive. Los campos dunares están Somo, representados por arenas finas, excepto Tagle, Usgo, EL Tubo, Usil, Valdearenas, Somocuevas, Portio, San Juan de la Canal, El Puntal de Somo y La Canal. Mayoritariamente, las arenas de las playas están bien clasificadas y muy bien clasificadas en Berellín, El Tostadero, El Rosal, Valdearenas, Cuberris, La Arena y Los Nudistas y Berria. Muchos más campos dunares contienen arenas bien y muy bien clasificadas: El Sable, Berellín, El Tostadero, Luaña, La Canal, Cuberris, La Arena y Los Nudistas, Berria, El Olivar, El Regatón, La Salvé, Sonabia y Oriñón.

Las asimetrías varían, principalmente, desde muy negativas (Sable) a negativas (El Tostadero, El Rosal, El Bocal, Loredo, Los Nudistas, Berria). Las restantes tienden a curvas simétricas, algunas positivas. En los campos dunares, las cifras negativas se rebajan ligeramente o pasan a positivas, excepto en la Gerra, Oyambre, Luaña, La Riberuca, Somocuevas, San Juan de la Canal, La Canal, Cuberris, La Arena, Ris, Trengandín, Berria y La Salvé.


FIGURA 1. Playas y campos dunares de Cantabria, incluyendo los estuarios principales, y la leyenda de los diferentes parámetros de rango (Centil) y relación (Media, Calibrado, Asimetría y Angulosidad) y porcentajes carbonatados biogénicos, así como el número de muestras representativas.

|             |  | 2. El Sable   | 3. Berellín   | 4. El Tosta                              | adero 5. El F   | losal                                   | 6. Merór                  | n 7. La Gerr  | a 8. Oyambre  | 9. Luaña  | 10. Tagle   |
|-------------|--|---|---|--|---|---|---------------------------|---|---|---|---|
| S           |  | 1,20 2,48   | 1.50 2.22   | 1.21 2                                   | 13 0,46   | 2,36                                    | 1,49 2,4                  | 2 1,52 2,37   | 1,05 2,01   | 0,70 1,89   | 0,09 1,33   |
| ×           |  | 0,44 -0,36  | 0.25 -0.10  | 0.28 -0.3                                | 0,32  | -0,20                                   | 0,41 -0,1                 | 7 0,42 -0,11  | 0.41 -0.01  | 0,41 -0,13  | 0.42 0.03   |
| 4           |  | 0,93 6,00   | 1 24 13 28  | 1.02 7.6                                 | 0,99  | 7,10                                    | 0,87 14,6                 | 5 0,87 9,86   | 0,95 13.02  | 0,90 25,67  | 1.08 38.06  |
| Р           |  | n = 2   | n = 3   | n = 4                                    | n =   | 5                                       | n = 5                     | n = 4   | n = 11  | n = 5   | n = 5   |
| ŝ           | 1. El Pedrero *  | 2. El Sable *   | 3. Berellín   | 4. El Tosta                              | dero * 5. El F  | Rosal                                   | 6. Merói                  | n 7. La Gerr  | a 8. Oyambre  | 9. Luaña  | 10. Tagle   |
| 02          | 1,29 2,21  | 1,63 2,60   | 1.54 2.21   | 1,10 2                                   | ,06 1.50  | 2.40                                    | 149 24                    | 1,53 2,45   | 1,30 2,25   | 1,01 2,01   | 0.48 1.46   |
| ≣Ş          | 0,45 0,06  | 0,33 -0,30  | 0.24 -0.08  | 0,30 -0                                  | .22 0.38  | -0.16                                   | 0.41 -0.1                 | 15 0.39 -0.19   | 0,40 -0,15  | 0,33 -0,16  | 0,41 0,12   |
| ₹5          | 0,89 4,40  | 1,12 13,64  | 1.08 12.54  | 0,83 7,                                  | 19 0,90   | 12,42                                   | 0.88 11.0                 | 0,89 8,18   | 0,97 6,85   | 0,89 19,65  | 1,01 32,23  |
| 00          | n = 1  | n = 5   | n = 5   | n = 11                                   | n = 2   | 24                                      | n = 19                    | n = 9   | n = 72  | n = 18  | n = 14  |
|             |  |   |   |  |   |   |                           |   |   |   |   |
|             | 11 La Concha 12  | l a Riberuca  | 13 Cuchia   | 14 Usao                                  | 15 El Tub   | 0 16                                    | llsil 1                   | 17 Valdoaronae  | 18 Somocuov   | ae 10 Portic  | 20. San Juan<br>de la Canal   |
| S           | 0.93 1.97  |   | 0.72 0.20   | 0.06 4.04                                | 0.00 2.00   | 0.45                                    | 1.51                      | 0.52 1.37   | 0.77 1.91   | 1 01 1 89   | 0.69 1.79   |
| ٤.          | 0.47 0.10  | 52 0 11   | 0,73 2,30   | -0,06 1,24                               | 0,89 2,00   | 0,45                                    | -0.05                     | 0.33 -0.01  | 0,77 1,01   | 0.38 0.02   | 0.43 -0.08  |
| A           | 1 00 18 44   | 04 32 98  | 0,49 -0,13  | 0,45 0,02                                | 0,01 0,10   | 0,39                                    | 24.66                     | 0.03 33.65  | 1.06 22.66  | 0.99 20.92  | 0.95 23.67  |
| 4           | n=3  | n = 4   | 0,90 27,01  | 1,08 47,82                               | 1,17 13,04  | 0,92                                    | = 3                       | 0,33 33,03  | n = 2   | n = 1   | n = 4   |
|             | 11-5   | 11-4  | 11 - 4  | 11 - 5                                   | n - 1   | 113                                     | - 0                       | 11 = 5  | 11 - 2  | 0 - 1   | 20 San Juan   |
| ŝ           | 11. La Concha 12.  | La Riberuca *   | 13. Cuchía **   | 14. Usgo                                 | 15. El Tub  | o* 16.                                  | Usil * 1                  | 17. Valdearenas   | 18. Somocuev  | as 19. Portic   | de la Canal   |
| 0 H         | 1,13 2,18 0  | ,99 2,06  | 0,71 2,17   | 0,17 1,34                                | 0,67 1,80   | 0,63                                    | 1,42                      | 0,72 1,70   | 0,68 1,85   | 1,01 1,94   | 0,88 1,95   |
| ≊₹          | 0,46 0,01 0  | ,38 -0,23   | 0,49 -0,06  | 0,40 0,07                                | 0,47 -0,0   | 0,42                                    | -0,01                     | 0,41 -0,02  | 0,41 -0,05  | 0,40 0,04   | 0.39 -0.16  |
| 35          | 0,85 15,27 0   | ,99 16,03   | 0,90 21,12  | 1.09 43,40                               | 0,97 10,7   | 3 1,07                                  | 15,07                     | 1,06 21,19  | 0,97 17,70  | 1,05 15,68  | 0,92 16,27  |
| 00          | n = 32   | n = 4   | n = 36  | n = 8                                    | n = 2   | n                                       | = 9                       | n = 80  | n = 8   | n = 3   | n = 7   |
| PLAYAS      | <b>21. El Bocal</b><br>0,78 1,97<br>0,39 -0,22<br>0,96 23,73<br>n= 3 | 22. La Mage<br>0,73 1,9<br>0,47 0,1<br>1,05 18,0<br>n = 1 | dalena     23. l       5     0,3       2     0,4       96     1,0 | El Puntal<br>1 1,86<br>9 0,00<br>5 27,50 | <b>24. Somo</b><br>0,96 1,87<br>0,41 0,05<br>1,01 23,67 | <b>25. Lo</b><br>0,84<br>0,44<br>0,92 2 | redo 2,01<br>0,22<br>7,29 | <b>26. La Canal</b><br>0,78 1,82<br>0,38 -0,06<br>0,98 28,75<br>n = 6 | <b>27. Cuberris</b><br>1,19 2,05<br>0,31 -0,18<br>0,79 18,31<br>p = 6 | <b>28. La Arena</b><br>1,45 2,06<br>0,30 -0,13<br>0,89 15,35<br>p=2 | <b>29. Los Nudistas</b><br><u>1,48</u> <u>2,12</u><br><u>0,27</u> -0,23<br><u>1,00</u> 18,14<br><u>0,77</u> |
| (D          |  |   |   |  |   |   | •••                       |   |   | 11-2  | 11-7  |
| S<br>E<br>S | 21. El Bocal   | 22. La Mag  | dalena 23.  | El Puntal                                | 24. Somo  | 25. Lo                                  | redo 3                    | 26. La Canal *  | 27. Cuberris  | 28. La Arena  | 29. Los Nudistas*   |
| ₫₽          | 0,94 2,07  | 0,91 2,1  | 14 0,4  | 7 1,92                                   | 1,16 2,00   | 1,30                                    | 2,08                      | 0,96 1,98   | 1,22 2,07   | 1,51 2,13   | 1,52 2,17   |
| 2Z          | 0,48 0,07  | 0,43 0,0  | 0,5   | 0 0,01                                   | 0,37 0,17   | 0,38                                    | 0,06                      | 0,32 -0,13  | 0,30 -0,21  | 0,28 -0,25  | 0,25 -0,22  |
| 52          | 1,17 7,66  | 0,93 9,7  | 7 1,0   | 5 25,69                                  | 0,89 9,10   | 0,93 1                                  | 4,13                      | 0,90 19,91  | 0,87 16,72  | 1,02 15,30  | 1,07   16,30  |
|             | n = 12   | n = 16  | '   | n = 67                                   | n = 32  | n = 7                                   | 5                         | n = 21  | n = 25  | n = 4   | n = 21  |
|             |  | -1 31 F   | 2is 32  | Trangandín                               | 33 Berria   |   |                           | 35 El Regató  | n 36 la Salvá   | 37 Sonahi   | a 39 Oriãón   |
| S           | 30. JOY  | ei 311  | 0.17  | 1 15 2 25                                | 1.68 2.60   |   |                           | 0.05 2.29   | 1 27 2 27   | 1 25 2 23   | 1.09 2.28   |
| ×           | 1,25 2,1   | 0 42 (  | 2,17  | 0.41 -0.12                               | 0.30 -0.24  |   |                           | 0,33 2,20   | 0.42 0.17   | 0.37 -0.15  | 0.36 -0.18  |
| 4           | 0,40 0,0   | 0,43 0  | 0.70  | 0.82 18 26                               | 0,00 -0,24  |   |                           | 1 14 21 01  | 0,43 -0,17  | 0.85 73 50  | 1 38 44 39  |
| Ē           | $\frac{0,98}{n} = 12$  | n = 7   | 5,75<br>7   | n = 15                                   | n = 4   |   |                           | n = 20  | n = 64  | n = 64  | n = 8   |
| ES          | 30. Jov  | el 31. F  | Ris 32  | . Trengandín                             | 33. Berria  | 34. E                                   | l Olivar                  | * 35. El Regató   | n* 36. La Salvé   | 37. Sonabi  | a 38. Oriñón  |
| A R         | 1,22 2.3   | 24 1,34   | 2,33  | 1,30   2,40                              | 1,66 2,64   | 1,2                                     | 4 2,22                    | 1,22 2,20   | 1,51 2,49   | 1,61 2,32   | 2 1,46 2,45   |
| Σž          | 0,42 0,  | 01 0,40 -   | 0,02  | 0,42 -0,17                               | 0,28 -0,26  | 0,3                                     | 1 -0,04                   | 0,28 -0,07  | 0,34 -0,20  | 0,32 -0,16  | 0,33 -0,16  |
| 52          | 0,98 11,   | 72 0,94 1   | 5,13  | 0,87 16,42                               | 1,09 12,33  | 1,5                                     | 0 17,30                   | 1,21 19,43  | 1,05 21,34  | 0,84 73,22  | 1,22 42,03  |
| -           | n = 46   | n = 5   | 54  | n = 51                                   | n = 28  | _                                       | n = 5                     | n = 30  | n = 65  | n = 116   | n = 35  |

TABL A I. Promedios de los diferentes parámetros y de los porcentajes carbonatados biogénicos, de los sistemas de playa/dunas de Cantabria.

Las angulosidades desde la playa al campo dunar, aunque sutilmente, varían de curvas chatas o medias a agudas en El Sable, La Gerra, Oyambre, Riberuca, Usil, Valdearenas, Portio, El Bocal, Cuberris, La Arena, Los Nudistas, Trengandín, Berria, El Regatón y La Salvé. La tendencia opuesta en Berellín, El Tostadero, El Rosal, Tagle, La Concha, El Tubo, Somocueva, San Juan de la Canal, La Magdalena, Somo, La Canal y Oriñón.

Los bioclastos carbonatados son escasos en las playas y dunas occidentales, generalmente inferiores al 17,50%. Desde Luaña hacia el E, aumentan (20% y superiores), rebajándose algo en los alrededores de los estuarios de San Martín de la Arena y Mogro; más al E, oscilan entre el 30% y 10%. En el segmento más oriental de Cantabria, los intensos aportes de nutrientes del estuario del Asón (marismas de Santoña), promovieron porcentajes muy altos de carbonatos, especialmente en Sonabia (73,50% y 73,22% en playa y dunas) y Oriñón (44,39% y 42,03%, respectivamente).

En la mayor parte de los campos dunares de Cantabria, los tamaños promediados del Centil y la Media son algo mayores en la playa que en las dunas, aunque localmente no se aprecian diferencias (Berellín, Merón y Cuberris) o se invierten las tendencias en las estuarinas (El Tubo, Usil, El Regatón) o artificiales (El Tostadero y Cuchía), debido a vertidos de dragados o restauraciones con arenas alóctonas. Esto concuerda con numerosos trabajos que deducen mejores calibrados en dunas (Friedman, 1979; Pye y Tsoar, 2009) con transportes prolongados, que inducen mejor selección del sedimento (Leeder,), pero si el transporte fue corto desde la playa, el depósito eólico conserva buena parte de los rasgos previos (Blount y Lancaster, 1990).

Hay una tendencia general por la cual disminuyen netamente los bioclastos desde la playa al campo dunar asociado. Se debe a la deflación selectiva del viento que removiliza mejor las fracciones más finas de la playa, que tienen menor porcentaje carbonatado (Flor, 1977). Sólo es inversa en El Sable de Tina Menor. Estos fragmentos biogénicos influyen en la textura resultante, de modo que altas proporciones determinan tamaños medios más groseros y peores calibrados. También, altos contenidos se relacionan con playas más energéticas (Flor, 1977), como ocurre en playas expuestas de las Rías Bajas (Rodríguez *et al.*, 1987).

- Blount, G. y Lancaster, N. (1990): Development of the Gran Desierto sand sea. *Geology*, 18, 724-728.
- Bolt, 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.
- 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.

- Flor, G. (1977): Los carbonatos biogénicos en los depósitos arenosos de las playas del litoral asturiano. *Breviora Geologica Asturica*, 21: 51-62.
- Flor, G. (1980): Los carbonatos biogénicos del área intermareal de playa en relación con la geografía y dinámica costeras. *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural (Geología)*, 78: 275-289.
- Flor, G., Llera, E. M<sup>a</sup> y Ortea, J. A. (1982): Los carbonatos biogénicos de los sedimentos de las playas arenosas de Asturias y Cantabria: su origen y significado dinámico. *Cuaderno del CRINAS*, 2.
- Flor, G., Ortea, J.A. y Rodríguez Palacio, M<sup>a</sup> J. (1998): El componente bioclástico en el sedimento arenoso en el complejo estuarino de Villaviciosa (Asturias, NO de España). *Trabajos de Geología*, 20, Universidad de Oviedo: 129-156.
- Friedman, G.M. (1979): Differences in size distribution of populations of particles among sands of various origin. *Sedimentology*, 26: 859-862.
- Geomytsa (1992): *Estudio Geofísico de la Costa de Cantabria* a escala 1/25.000 (5 Planos). Dirección General de Costas del MOPT. Madrid.
- Gómez-Pujol, Ll., Roig-Munar, F.X., Fornós, J.J., Balaguer, P. y Mateu, J. (2012): Provenance-related characteristics of beach sediments around the island of Menorca, Balearic Islands (western Mediterranean). *Geo-Marine Letters*. DOI 10.1007/s00367-012-0314-y.
- Komar, P.D. (1998): *Beach Processes and Sedimentation* (2<sup>a</sup> ed.). Prentice-Hall.
- Łabuz, T.A. (2005): Present-day dune environment dynamics on the coast of the Swina Gate Sandbar (Polish West Coast). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 62: 507-520.
- Leeder, M.R. (1982): Sedimentology, Processes and Products. Allen and Unwin, London. 344 pp.
- Lugaresaresti, J.I. (2002): Cambio ambiental reciente en el territorio de Bizkaia. *Lurralde*, *Investigación Especial*, 25: 141-162.
- Martínez Cedrún, P. (2008): *Caracterización morfológica y sedimentológica de los campos dunares de Cantabria. Evolución ambiental.* Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Pye, K. y Tsoar, H. (2009): *Aeolian sand and sand dunes*. Elsevier.
- Ribeiro, L.V., Dupont, H., Bodevan, E.C. y Lúcio, P.S. (2001): Direção de transporte sedimentary na desembocadura do rio Itanhém, extremo sul da Bahia. Aplicação do método de Gao & Collins e krigagem vetorial. *Geonomos*, 8: 9-18. www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/8\_2\_09\_18\_Rib eiro.pdf.
- Rodríguez, M.D., Nombela, M.Á., Vilas, F. y Rey, L. (1987): Estudio sedimentológico del litoral gallego: Relación entre la distribución granulométrica y el contenido en carbonatos biogénicos de las playas de las rías de Pontevedra y Arosa. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11: 11-20.

# Evolución espacio temporal (1956-2012) de los sistemas dunares del Baix y Alt Empordà (Girona, Cataluña)

## Space-time analysis (1956-2012) of the dune systems of Baix and Alt Empordà (Girona, Catalonia)

## F. X. Roig-Munar<sup>1, 2</sup>, J. Vicens<sup>3</sup>, M. Mir Gual<sup>2</sup>, J.Á. Martín-Prieto<sup>1, 2</sup> y G.X. Pons<sup>2</sup>

 QU4TRE, Consultoría Ambiental. C/ Carritxaret, 18-6. Es Migjorn Gran (Menorca). www.quatreconsultors.com (e-mail: xiscoroig@gmail.com).
Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universitat de les Illes Balears 07122 Palma de Mallorca (Illes Balears). Grupo de Investigación BIOGEOMED. miquel.mir@uib.es

3 Jaume Vicens i Perpinyà Àrea del Medi Natural, Serveis Territorials a Girona del Departament d'Agricultura, Ramaderia, Pesca, Alimentació i Medi Natural. Generalitat de Catalunya Plaça Pompeu Fabra, 1. 17002 Girona

**Resumen:** Se analizan los sistemas dunares del Baix y Alt Empordà (Girona) mediante variables de uso, estado y gestión a lo largo de 14 períodos, comprendidos entre 1956 y 2012. Los resultados obtenidos mediante el análisis multiparamétrico en el espacio y en el tiempo facilitan una visión particular y de conjunto sobre la evolución geoambiental de los sistemas playa-duna analizados, y una clasificación de éstos, relacionada directamente con las medidas de gestión aplicadas sobre cada uno de ellos, adquiriendo especial importancia los cordones dunares como elementos estabilizadores de los sistemas.

Palabras Clave: sistemas dunares, medidas de gestión, foredune Girona.

**Abstract**: Dune systems of Baix and Alt Empordà (Girona, Catalonia) have been analyzed through variables of use, state and management over 14 time periods comprised between 1956 and 2012. The results obtained through parametrical analysis on the space and time have allowed to identify an overview of the evolution of each dune system studied, and carry out a classification of them taking into account every of management actions applied over each dune system, acquiring special relevance the presence of foredunes as an important element for stabilizing the whole dune systems.

Key words: dune systems, management actions, foredune, Girona.

## **INTRODUCCIÓN**

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 y geomorfológico por Marqués y Julià (1983; 1987), Cros y Serra (1990; 1993), Vilar et al. (1994), y Barriocanal y Gesti (2004). Se trata de los sistemas playa-duna más importantes del Norte de Cataluña.

Estos dos sistemas han sufrido a lo largo de los años importantes procesos erosivos, ya que la interacción de factores geoambientales degradantes, junto con agentes de carácter antrópico, ya sea en el sector playa-duna o en las cuencas hidrográficas de drenaje, han determinado una evolución de tipo erosivo, dando lugar a la irrupción de estrategias y mecanismos naturales de defensa, que han impedido el buen funcionamiento del conjunto de los ecosistemas. Procesos de ocupación del medio litoral y fluvial han modificado el sistema, ya sea de forma puntual o irreversible. Igual que en otros ecosistemas naturales, también ha habido una falta de planificación urbanística y gestión de playas y dunas, que ha permitido la degradación de los sistemas en todo su conjunto (Mir-Gual et al., 2012).



FIGURA 1. Ubicación de los sistemas dunares del Baix y Alt Empordà (Girona, Cataluña).

En el presente trabajo, se analiza la evolución espacio temporal de 2 sistemas playa-duna (Fig. 1), sectorizados cada uno de ellos en 6 unidades, a lo largo de 14 períodos de estudio (1956, 1960, 1972, 1973, 1981, 1987, 1992, 1997, 2005, 2008, 2009, 2010, 2011 y 2012), y a partir de una matriz inicial de 14 variables, que miden el estado de uso, gestión y conservación geoambiental de cada uno de estos sectores y sistemas.

Los resultados obtenidos permiten tener una visión detallada por sistema playa-duna y una visión global para el conjunto de éstos, en cuanto a la evolución que han seguido a lo largo del tiempo, relacionada ésta con su planificación, uso y gestión, así como la proximidad a núcleos urbanos o turísticos.

#### **OBJETIVOS**

El objetivo de este trabajo es realizar un análisis espacio-temporal de la evolución de los sistemas playas-duna del Baix y Alt Empordà (Girona, Cataluña) en base a variables geomorfológicas, de uso y gestión, basándose en la metodología de Williams y Davies (1997), Laranjeira et al. (1999), y Roig-Munar et al. (2006), a fin de intentar establecer los factores que han determinado su evolución.

#### METODOLOGIA

Para el estudio de las transformaciones y tendencias experimentadas por los campos dunares analizados se han seguido los siguientes pasos:

- 1.- Elección de 2 sistemas playa-duna (Fig. 1) y sectoriazación de 6 unidades de análisis para cada sistema, basándose en su estado geoambiental (Roig-Munar et al. (2005).
- 2.- Definición de 14 variables de análisis de uso, estado y gestión (Tabla I) para cada período analizado, asignando a cada variable valores de tipo cuantitativo entre 0 y 5. Destacan las variables de tipo geomorfo-lógico como presencia FR, NE, CD, VP, CV, BJ, y RC, y variables de gestión que afectan de forma regresiva el sistema playa-duna, como son IC, MG, IT, IP, US, CS y la variable de FP que es de tipo legislativo.
- 3.- Análisis fotogramétrico de los 14 períodos analizados. Se parte de la base que en 1956 los sistemas playa-duna analizados se encontraban en un equilibrio natural, sin interferencias de tipo antrópico.
- 4.- Análisis de componentes principales (ACP) sobre una matriz definida por 168 casos y 14 variables (2 unidades de análisis con 6 unidades cada uno y 14 períodos de estudio).

| CÓDIGO | VARIABLE                               |  |  |  |  |
|--------|--|--|--|--|--|
| FR     | Cordón dunar (foredune)                |  |  |  |  |
| NE     | Neomorfologías de playa                |  |  |  |  |
| CD     | Canales de deflación                   |  |  |  |  |
| VP     | Vegetación de playa                    |  |  |  |  |
| CV     | Cobertura vegetal sistema dunar        |  |  |  |  |
| IT     | Instalaciones temporales en el cordón  |  |  |  |  |
| IP     | Instalaciones permanentes en el cordón |  |  |  |  |
| FP     | Figuras de protección                  |  |  |  |  |
| MG     | Medidas de gestión                     |  |  |  |  |
| US     | Urbanización sistema dunar             |  |  |  |  |
| CS     | Camping sobre sistema dunar            |  |  |  |  |
| BJ     | Presencia de barjanas                  |  |  |  |  |
| IC     | Intervención cuenca hidrológica        |  |  |  |  |
| RC     | Retroceso línea de costa               |  |  |  |  |

TABLA I. Selección de 14 variables para el análisis temporal de los sistemas del Baix y Alt Empordà (Girona, NE de la península Ibérica).

#### RESULTADOS

Mediante la utilización del software Primer6©, se llevan a cabo los análisis cluster de resemblanza (dendogramas) para cada uno de los sistemas dunares y sus sectores a partir índice Bray Curtis similarity, los cuales, considerando cada una de las variables estipuladas, establece los Componentes Principales (CP) que determinan la evolución de cada sector.

Los componentes PC1 y PC2 definen un espacio factorial definido en cuatro cuadrantes (Figs. 3 y 4):

- 1. Cuadrante superior derecho: sistemas recuperados no alterados con gestión y protección;
- 2. Cuadrante superior izquierdo: sistemas alterados sin gestión y con protección;
- 3. Cuadrante inferior izquierdo: sistemas alterados e incluso desaparecidos y
- 4. Cuadrante inferior derecho: sistemas no alterados, similares al estado de partida de 1956.

La representación de los casos analizados en el espacio factorial permite observar la evolución espacio temporal de los 2 sistemas dunares y sus 6 sectores definidos. Se presenta por separado la evolución de los sistemas, siendo:

#### Sistema dunar del Alt Empordà

Los factores de PC1 y PC2 explican el 57% de la varianza de la muestra acumulada. PC1 se relaciona positivamente con NE (0,367), VP (0,380), CV (0,369)



FIGURA 2. Sistema dunar delantero de Daró-Pals (Baix Empordà) con morfologías erosivas blowout migrando hacia zonas más internas.

y IP (0,311), y se relaciona negativamente con FR (-0,407), IC (-0,298), MG (-0,074) i BG (-0,054). PC2 muestra una relación positiva con US (0,296), NE (0,081) y FR (0,008), y se relaciona negativamente con FP (-0,532), CD (-0,483), CS (-0,390) o BJ (-0,351). Aunque la mayoría de los sistemas se encuentran protegidos bajo la Figura de Parque Natural, ésta no ha ayudado a la gestión del sistema playa-duna.



FIGURA 3. Representación del espacio factorial PC1 y PC2 del sistema dunar del Alt Empordà (Girona, Catalunya).

#### Sistema dunar del Baix Empordà

En este caso, los factores PC1 y PC2 explican el 47,4% de la varianza acumulada. PC1 se relaciona positivamente con NE (0,384), US (0,310) IT (0,304), y negativamente con FR (-0,413) y IC (-0,259), mientras que el factor PC2 lo hace positivamente con CV (0,387), VP (0,224), NE (0,174), y negativa mente con CD (-0,455), MG (-0,367), FP (-0,358), IT (-0,255).

#### CONCLUSIONES

Como resultado del análisis espacio-temporal se pueden diferenciar tres períodos evolutivos (Figs 2 y 3):



FIGURA 4. Representación del espacio factorial PC1 y PC2 del sistema dunar del Baix Empordà (Girona, Catalunya).

En primer lugar, el comprendido entre 1956 al 1973, donde domina un proceso de degradación y urbanización de los actuales espacios urbanos (Roses, Empuriabrava, Estartit y Pletera), dando lugar a la desaparición de los sistemas dunares. Cabe destacar los que presentaban un comportamiento natural como sistemas, aunque están sometidos a erosiones de sus frentes dunares de forma puntual (Cortal Villa, Delfin Verde, Pals y Fonollera).

En segunda instancia, el período entre 1981 y 1997, presenta procesos de degradación de todos los sistemas. Los urbanos ya quedan degradados y confinados por estructuras rígidas, puertos V urbanización de su frente dunar como herencia del periodo anterior, mientras que los otros sistemas analizados son más variables; no obstante, tienen tendencias erosivas claras atribuibles a una falta de planes y medidas de gestión. Los sistemas de l'Alt Empordà presentan más erosión, aún habiendo sido protegidos con la figura de Parque Natural en 1983, debido a que la accesibilidad a la playa debe hacerse a pie, afectando de forma regresiva a las formas dunares, ya que no existen programas que regulen el acceso al litoral en ningún período del año, hechos que se repiten, en menor medida, hasta el día de hoy.

Finalmente, se identifica el período entre 2005 y 2012, donde se manifiesta claramente que los sistemas dunares del Alt Empordà han continuado degradándose (CS, CV, CC) salvo la Rovina debido a unas medidas de restricción de acceso rodado. En cambio, en el Baix Empordà, las subunidades de Delfín Verde, Fray Ramón y Pals han empezado a recuperar sus frentes dunares, al tiempo que la Pletera y la Fonollera inician el proceso de recuperación mediante el uso de trampas de interferencia eólica, asociado éste a unas actuaciones en sus frentes dunares. Estos dos últimos sistemas presentan más lentitud en su recuperación, debido a la afectación de temporales de incidencia directa en 2008. Este sector fue protegido como Parque Natural en 2010.

En general, el comportamiento de los dos arcos litorales se representa en los ejes analizados con tendencias de tipo regresivo hasta la década de 2000. Destacan los sectores de sistemas dunares que desapareen por un proceso de urbanización de su sistema emergido, y de forma puntual algunos sectores de vegetación de playa de forma relicta y morfologías incipientes dunares de forma aislada. Los sectores asociados a campings, aunque no dan lugar a la desaparición de los frentes dunares generan, por falta de medidas de gestión, innumerables canales de deflación que favorecen la erosión, fragmentación y perdida de sedimento haca el interior del sistema.

El comportamiento de recuperación de los sistemas dunares en el último período analizado son debidos a actuaciones de gestión sostenibles sobre sus frentes dunares (Roig-Munar et al., 2009), que han paliado efectos de reactivación en el interior del sistema, dando lugar a la recuperación de su conjunto. Se observa 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.

Se aprecia que la declaración de Parque Natural no ha sido en beneficio de la gestión, recuperación y mejora de los sistemas dunares asociados, ya que en las últimas décadas la figura ha servido como atrayente de visitantes a sector litoral sin aplicación de medida de gestión de su costa.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado del proyecto de investigación CGL2010-18616 de ministerio de Educación y Cultura, así como de la *Direcció General d'Universitats, Recerca i Transferencia de Coneixement* del Gobierno de las Islas Baleares con fondos FEDER para grupos de investigación competitivos (grupo de investigación BIOGEOMED), además de una beca de investigación FPI otorgada por el Gobierno de las Islas Baleares a Miquel Mir Gual.

- 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.
- Laranjeira, M. M, Pereira, A. & Williams, A. T. (1999): Comparison of two checklist methods for assessment of coastal dune vulnerability. *Boletín Instituto Español de Oceanografía* 15 (1-4): 259-268.
- Marqués, M. A. y Julià, R. (1983): Caracterrísticas geomorfológicas y evolución del medio litoral de La zona de Empuries (Girona). Series Cadernos do Laboratorio de Laxe y Nova Terra, 5: 155-165.
- Marqués, M. A. y Julià, R. (1987): St. Pere Pescador beach-dune interaction. *Journal of Coastal Research, SI*, 3: 57-61.
- Mir-Gual, M., Roig-Munar, F.X., Pons, G.X., Martín-Prieto, J.A. y Rodríguez-Perea, A. (2012): Modelo teórico para la definición de curvas de sensibilidad litorales. Comparativa entre los sistemas playaduna mediterráneos y caribeños. En: González Díez, A. (Coord.) Avances de la Geomorfología en España 2010-2012. XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander, Universidad de Cantabria. Comunicaciones: 375-378.
- 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): 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.
- Vilar, Ll., Font, J. y Polo, Ll. (1994): Les dunes litorals, un paisatge singular en regresió. *Revista de Girona*, 164: 62-66.
- Williams, A. T. y Davies, E. (1997): An innovative approach to integrated dune management. EUCC Dune Seminar, Shagen, Denmark, 150-157, 174 pp.

# Descripción de megaformas dunares en el sistema de dunas activas del P. N. de Doñana

## Description of megaforms in the active dune system of Doñana National Park

## I. Vallejo<sup>1</sup> y D. García<sup>2</sup>

1 Departamento de Geografía Física y AGR. Universidad de Sevilla. c/María de Padilla s/n 41004. Sevilla. ivallejo@us.es 2 Grupo de investigación PAI: Ordenación del litoral y tecnologías de información territorial. digd.geografo@gmail.com

**Resumen:** En el contexto del sistema de dunas activas del Parque Nacional de Doñana existen una serie de formaciones dunares cuya posición, dimensiones y características les confieren una cierta naturaleza excepcional. La presente comunicación aborda una primera aproximación a estas formaciones a las que se califica como megaformas, y plantea diferentes cuestiones en torno a su origen y significación, así como sobre las dunas longitudinales que sobre ellas se forman. El objetivo básico del trabajo es debatir y valorar el posible interés de profundizar en la investigación sobre las mismas.

Palabras clave: Dunas litorales, megaformas, dunas longitudinales, Doñana

**Abstract:** In the active dune system of Doñana there are some dune forms whose position, sizes and characteristics give them some sort of exceptional nature. This work is a first approach to these forms that can be considered as megaforms. Some ideas are exposed about their origin and about some processes taking place on them, including superimposed longitudinal dunes formation.

Key words: Coastal dunes, megaforms, longitudinal dunes, Doñana.

## INTRODUCCIÓN

La existencia de tipos de dunas de naturaleza muy contrastada en un mismo sistema o campo dunar puede responder a razones muy diferentes entre las que cabe señalar contrastes de carácter espacial en posición, topografía, geología o condiciones ambientales, entre otras. Asimismo, en determinados casos, son otras razones de orden cronológico las que explican esta coexistencia, denunciando la sucesión de diferentes contextos o episodios en la génesis de los distintos tipos de formaciones eólicas (Cooke et al, 1992; Warren y Allison, 1998; Yizhaet al, 2009).

En el sistema de dunas activas del Parque Nacional de Doñana existen una serie de formaciones dunares cuya posición características contrastan у manifiestamente con el resto de formaciones que constituyen la típica sucesión de cordones transversales de carácter transgresivo. Estas formaciones se sitúan en la parte más interna del campo de dunas activas, a más de 3 km de la línea de costa actual; por sus grandes dimensiones se las ha catalogado como megaformas. Estas dimensiones excepcionales fueron remarcadas en el clásico estudio de Vanney y Menanteau sobre las formas litorales de esta zona (1979), donde también se hace referencia a las formas longitudinales que se desarrollan sobre estas dunas.

El objetivo del presente trabajo es describir una de estas formaciones y exponer algunas ideas en torno a su formación y funcionamiento.

#### ÁREA DE ESTUDIO

El sistema de dunas activas del Parque Nacional de Doñana presenta una extensión de 60 km<sup>2</sup>, y puede describirse como una sucesión de cordones de dunas transversales paralelos a la línea de costa, entre los que se intercalan depresiones interdunares (corrales) intensamente colonizados por la vegetación (Fig. 1). Dichos cordones presentan una orientación general NO-SE, transversal, por tanto, a los viento dominantes del SO que los hacen migrar en dirección NE (García-Novo et al, 1975; Vallejo, 2007).

Estos cordones presentan un trazado ondulante en el que se suceden tramos barjanoides y parabólicos, y avanzan hacia el interior hasta unos 4 km, sucediéndose un máximo de 6 cordones paralelos, con una longitud de onda promedio en torno a los 500 m. La anchura de cada cordón (de cola a frente de avance) suele alcanzar los 300 m, con una morfología típica de las formaciones transversales; es decir, las pendientes más suaves corresponden a la cara de barlovento en la que raramente se alcanzan los 10°, mientras que a sotavento aparece un típico frente de avance con pendientes cortas y más abruptas, con frecuentes desniveles superiores a 30°. Aunque la continuidad lateral de estos trenes de dunas es muy significativa, es dificil hallar extensiones superiores a los 2 km sin que se produzcan claras interrupciones y rupturas en la morfología regular del cordón, motivadas por procesos de imbricación o captura entre cordones, o por estancamiento de alguna de sus partes debido a la colonización de la vegetación. Tanto el trazado ondulante como la ruptura de los cordones dunares señalan unas velocidades de avance desiguales, con tasas medias para el último medio siglo en torno a los 2 m/año (Vallejo, 2007).

Frente a este patrón dominante descrito, existen formaciones determinadas con características diferenciales. En determinados casos, se trata de formas dunares residuales, minoritarias en el contexto de los cordones transversales, entre las que cabe señalar dunas longitudinales, contradunas o dunas piramidales, en las que el papel de la vegetación resulta determinante en su génesis (García-Novo et al, 1975; Vallejo, 2007). En otros casos, como sucede en el presente trabajo, son la posición de las dunas en el conjunto del sistema, así como sus dimensiones, las que confieren el carácter específico y diferencial a las mismas (Figs. 1 y 2).



FIGURA 1. Localización de las megaformas en el sistema de dunas activas del P.N. de Doñana. 1 Dunas costeras; 2. Dunas interiores; 2.1 Megaformas.

#### DESCRIPCIÓN DE LAS MEGAFORMAS

Las dunas estudiadas en este trabajo están constituidas por dos formaciones que, a modo de grandes cordones barjanoides, se localizan en el extremo más interno del sistema de dunas activas, con colas que se sitúan a más de 3 km desde la línea de costa. De ambas formaciones se analiza de forma más pormenorizada la situada en la parte sur (Figs. 1 y 2).



FIGURA 2. Localización de la megaforma estudiada.

Esta duna consiste en un extenso cordón barjanoide cuva elongación alcanza los 4,5 km. Frente a los 300 m de anchura media de los restantes cordones dunares, la anchura de esta duna es siempre superior a los 600 m, doblándose igualmente la longitud de onda que pasa a los 1.000 m, al existir una extensa depresión interdunar (Corral del Cerro del Trigo) entre este cordón y los precedentes. Con estas dimensiones y teniendo en cuenta únicamente la altura de las arenas activas, el volumen calculado para este cuerpo sedimentario es de 20,1 Hm<sup>3</sup> (Vallejo, 2007). En la actualidad, el frente de avance de esta formación puede catalogarse como inactivo, habiéndose detectado avances muy discretos en los dos extremos de la duna durante el periodo 1956-1977. Estos avances en los extremos y la propia forma de la duna sugieren el funcionamiento típico de las formaciones barjanoides, con un sector central menos activo y una mayor velocidad en los extremos.

Al margen de sus propias dimensiones y dinámica general, estas formaciones presentan ciertas morfologías asociadas que resultan de interés. Entre éstas hay que destacar la aparición de dunas longitudinales sobre la misma, que de forma paralela se suceden a lo largo de todo el cordón (Vanney y Menanteau, 1979, Vallejo, 2007). Estas formaciones se destacan como crestas de unos 2 m de altura, separadas por corredores intermedios cuya anchura ronda los 60 m (Fig. 3).



FIGURA 3. Vista 3D de la duna estudiada con la localización de los perfiles longitudinal (A) y transversal (B).

El funcionamiento de estas formaciones longitudinales se asemeja a las de un *blowout*, y en ellas se definen de forma nítida un pasillo de deflación, unas paredes laterales, que aquí se corresponden con las dunas longitudinales, y un lóbulo de deposición donde se recoge la arena transportada a lo largo del pasillo y que coincide en este caso con el frente de la duna transversal (Fig. 4).



FIGURA 4.Fotografía de las dunas longitudinales separadas por un corredor intermedio (fotografía tomada desde la cresta de la duna transversal).

No obstante, al margen de esta dinámica asociada a la componente transversal de la duna, estas formaciones pueden experimentar avances laterales, tal como se comprueba en el seguimiento de algunas de estas formaciones a través de ortoimágenes históricas (Fig. 5). Estos avances no se producen en el mismo sentido en toda la extensión de la duna, sino que las formas longitudinales progresan hacia el noroeste en el extremo norte de la duna (Figs. 5 y 6), mientras que lo hacen hacia el sureste en el extremo sur. Este movimiento diferencial queda recogido en las partes de las dunas longitudinales que quedan ancladas en la cola del cordón dunar a medida que son colonizadas por la vegetación en el proceso de expansión del corral; así, mientras que en el extremo norte los extremos de estas dunas longitudinales se incurvan hacia el ONO a medida que avanza el sector libre de vegetación, en el extremo sur lo hacen en dirección opuesta. En todo caso, este tipo de avance lateral se encuentra en la actualidad prácticamente detenido, a medida que sobre las formaciones longitudinales y, en general, sobre la totalidad del cordón dunar, ha ido progresando la colonización de la vegetación.



FIGURA 5. Avance de tres crestas longitudinales en dirección NO entre 1984 y 201 en la parte norte de la duna. En ambas imágenes se observan los restos de las dunas longitudinales que van siendo colonizadas por la vegetación en el proceso de expansión del corral.



FIGURA 6. Dunas longitudinales colonizadas por la vegetación e integradas en el corral, mostrando curvatura hacia el sureste. Detalle de la zona sur de la duna.

## DISCUSIÓN

Las formaciones dunares descritas en este trabajo presentan una serie de características, referidas sobre todo a su posición y dimensiones, que las hacen marcadamente diferentes respecto al conjunto de cordones dunares transversales que constituyen mayoritariamente este sistema de dunas activas.

Estas megaformas, por tanto, a pesar de estar adscritas a la misma fase eólica que la del Manto de Dunas Activas (Borja y Díaz del Olmo, 1996), sugieren unas condiciones de formación algo diferentes a las que dieron lugar al resto de las dunas de este sistema. Con una dirección de vientos similar, puesto que su orientación coincide con la del resto de cordones, las dimensiones de estas dunas requerirían unas aportaciones sedimentarias mucho más intensas. Estas mayores aportaciones de arena pueden vincularse a playas más amplias y/o a vientos más efectivos, sin perjuicio para que la vegetación y su manejo hayan podido jugar igualmente un importante papel en su origen, en este caso asociado a su ausencia o disminución. Estas condiciones, por tanto, podrían haberse dado en los momentos iniciales de la fase eólica que origina el sistema de dunas activas, fijado en la Edad Moderna y vinculado a la línea de costa que marcan las torres almenaras construidas en esta zona en el S. XVII (Borja et al, 1999).

Asimismo, cabe sugerir que la posición actual de estas megaformas se alcanzaría antes de 1800, fecha en que tiene lugar la plantación de pinos en el Corral del Cerro del Trigo, que se sitúa a la cola de las mismas (Granados, 1987) y después de los siglos XV-XVI, ya que las dunas cubren restos arqueológicos de esta edad (Gómez-Ponce y Borja, 2001). La superficie del citado corral, por tanto, habría sido ocupada en un primer momento por las dunas correspondientes a la fase D2 que se superponen a las ruinas romanas allí presentes (Borja et al, 1999; Gómez-Ponce y Borja, 2001) y, en un segundo momento, por el paso de la duna transversal estudiada que ahora lo cierra por su extremo norte. Si se asume este último hecho, también cabe sugerir que la formación de estas dunas debió tener lugar en una costa situada bastante más interior que la actual; sólo así se explicaría su posición a unos 4 km tierra adentro, sin tener que asumir para ellas tasas de avance superiores a los 10 m/año, que para un tipo de dunas de estas dimensiones y volumen resultan muy improbables (Lancaster, 1994; Jimenez et al, 1999).

En la actualidad estas dunas presentan una capacidad de avance prácticamente nula, si bien sobre las mismas tienen lugar intensos procesos eólicos que han dado lugar a la formación de una sucesión paralela de dunas longitudinales. Estas formaciones pueden experimentar avances moderados en sentido perpendicular al del frente transversal, siguiendo una dirección noroeste en el extremo norte de la duna y una dirección sureste en el extremo opuesto.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado con el apoyo del proyecto de investigación: Espacialización y difusión web de variables demográficas, turísticas y ambientales para la evaluación de la vulnerabilidad asociada a la erosión de playas en la costa andaluza. E\_COASTAND (CSO2010-15807).

- Borja, F. y Díaz del Olmo, F. (1996): Manto eólico litoral (MEL) de El Abalario (Huelva, España). Episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 BP. En *Dinámica y evolución de medios cuaternarios* (Pérez Alberti et al. eds.), Santiago de Compostela. Comunicaciones: 375-390.
- Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C.J., Díaz del Olmo, F., Goy, J.L. y Lario, J. (1997): Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene* 9, 3: 333-339.
- Cooke, R.U., Warren, A. y Goudie, A (1992): Desert Geomorphology, UCL Press, London, 534 p.
- García Novo, F., Ramírez Díaz, L. y Torres Martínez, A. (1975): El sistema de dunas de Doñana. *Naturalia Hispánica*, nº 5. ICONA, Madrid, 56 p.
- Gómez-Ponce, C. y Borja, F (2001): Nuevos datos sobre la secuencia eólica del holoceno reciente de la flecha litoral de Doñana. V Reunión de cuaternario ibérico, GTPEQ-AEQUA-CGP, Lisboa. Comunicaciones: 129-132.
- Granados, M (1987): *Transformaciones históricas de los ecosistemas del P.N de Doñana*. Tesis doctoral (inédita). Universidad de Sevilla. 485 p.
- Jimenez, J.A., Maia, L.P., Serra, J. y Morais. J. (1999): Aeolian dune migration along the Ceará coast, north-eastern Brazil. Sedimentology, 46: 689-701.
- Lancaster, N. (1994): Controls on aeolian activity: some new perspectives from the Kelso Dunes, Mojave Desert, California. *Journal of Arid Environments*. 27: 113-125.
- Vallejo, I. (2007): Caracterización geomorfológica y análisis de la evolución reciente del sistema de dunas activas del P.N. de Doñana (1956-2001). Tesis doctoral (inédita). Universidad de Sevilla. 468 p.
- Vanney, J.R y Menanteau, L. (1979): Types de relief lottoraux et dunaires en Basse-Andalousie (de la ría de Huelva à l'emochure du Guadalquivir). Mélanges de la Casa de Velásquez, 15, 52 p.
- Warren A. y Allison D. (1998): The palaeoenvironmental significance of dune size hierarchies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo*ecology, 137: 289-303.
- Yizha,H., Ashkenazy, Y. y Tsoar, H. (2009): Sand dune dynamics and climate change: A modeling approach. *Journal of Geophysical Research*, 114 (doi:10.1029/2008JF001138).

# Caracterización de una duna costera de zona árida: Maspalomas (Gran Canaria)

## Characterization of a foredune in an arid zone: Maspalomas (Gran Canaria)

## L.L. Cabrera<sup>1</sup>, A.I. Hernández-Cordero<sup>1</sup>, M. Viera<sup>1</sup>, N. Cruz<sup>1</sup> y L. Hernández-Calvento<sup>1</sup>

1 Grupo de Geografía Física y Medio Ambiente, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria 35003 Las Palmas de Gran Canaria (Las Palmas). lauralcvega@gmail.com; hernandezcordero@hotmail.com; viera.manolo@gmail.com; ncruz@becarios.ulpgc.es; lhernandez@dgeo.ulpgc.es.

**Resumen:** La duna costera de Maspalomas, debido principalmente a las condiciones áridas en las que se desarrolla, presenta características diferentes de otras dunas costeras propias de ambientes templados y tropicales. Entre sus singularidades destaca la presencia de geoformas condicionadas por la vegetación, diferentes a las de otras dunas costeras: por un lado, dunas en montículo generadas por el arbusto *Traganum moquinii*; y por otro lado, dunas parabólicas generadas por la interacción de las dunas libres entrantes con las geoformas formadas por vegetación. Este estudio se ha llevado a cabo principalmente mediante análisis de ortofotos digitales, MDE y levantamientos topográficos, en el entorno de un SIG. La dinámica de los sedimentos desde la playa hacia el interior del sistema se caracteriza por diversos cambios morfológicos. Así, las geoformas eólicas evolucionan desde dunas libres, como pequeñas dunas transversales y morfologías barjanoides, en la playa alta, a dunas parabólicas. Una vez que la influencia de la vegetación desaparece, las dunas parabólicas evolucionan a dunas libres como barjanas o cordones barjanoides.

Palabras clave: Traganum moquinii, tasas de avance, geoforma, MDE, topografía.

**Abstract:** The foredune of Maspalomas, mainly because it is developed in an arid environment, presents different characteristics from those located on temperate and tropical regions. Among its singularities highlights the presence of landforms conditioned by vegetation, which are different from other foredunes: hummock dunes generated by Traganum moquinii bushes; and parabolic dunes, generated by the interaction of the incoming free dunes with the hummock dunes. This study was carried out mainly by digital orthophotos analysis, DEM, and topographic survey, in a GIS context. The dynamic of the sediment from the beach to the inner part of the system is characterized by several morphological changes. Regarding this changes, from the backshore to the landward side, the landforms evolves from free dunes, as small transverse dunes and barchanoid landforms, to parabolic dunes. Once the influence of the vegetation disappears, the parabolic dunes evolve into free dunes as barchanoid ridges.

Key words: Traganum moquinii, migration rates, landform, DEM, topography.

## INTRODUCCIÓN

La duna costera (foredune) en los sistemas de dunas transgresivos áridos ha sido escasamente estudiada hasta ahora. En los últimos años se están realizando algunas aproximaciones a la duna costera de los sistemas de dunas de Canarias (Hernández-Calvento et al., 2009) y, en particular, a la de Maspalomas (Hernández-Cordero, 2012). Estos trabajos revelan que la duna costera en estos ambientes áridos presenta ciertas características singulares, que la diferencian de las de zonas templadas y tropicales. Entre esas diferencias destaca su morfología, que viene determinada principalmente por la presencia de una especie vegetal arbustiva (Traganum moquinii), que genera dunas en montículo (Hernández-Cordero, 2012). En este trabajo se caracteriza la duna costera de Maspalomas, localizada en la zona de playa del Inglés, atendiendo a su morfología y a su dinámica.

#### ÁREA DE ESTUDIO

El campo de dunas de Maspalomas está situado en el extremo sur de la isla de Gran Canaria y tiene una extensión de 360,9 ha (Fig.1). Constituye un sistema transgresivo en el que existen diferentes geoformas eólicas, como dunas libres (principalmente barjanas y cordones barjanoides) y otras condicionadas por la vegetación (dunas en montículo), además de geoformas erosivas (superficies de deflación). Presenta un clima árido, con precipitaciones medias anuales de 81 mm, y vientos efectivos mayoritariamente del E y NE.

## METODOLOGÍA

La caracterización de esta duna costera se ha abarcado desde dos escalas espaciales diferentes. Por un lado, se han analizado las geoformas existentes en dos zonas: una donde la duna costera está presente; y otra donde se encuentra fragmentada, debido a la práctica ausencia de ejemplares vegetales. Para ello, se ha utilizado la ortofoto digital del año 2006, en la que se han definido y digitalizado las geoformas en el entorno de un SIG. Asimismo, se ha realizado un perfil topográfico de dirección aproximada oeste-este, para cada área, utilizando un modelo digital de elevaciones (MDE), obtenido mediante un vuelo LiDAR, también en el año 2006.



FIGURA 1. Localización del sistema de dunas de Maspalomas. En los recuadros se señalan las zonas estudiadas donde existe duna costera (A) y donde esta geoforma está ausente (B).

A una escala más detallada, se ha analizado la evolución topográfica de una parcela de observación (localizada dentro del recuadro A de las Figs. 1 y 2A), que presenta dos ejemplares de *Traganum moquinii*, a través de 5 campañas de campo en un periodo de 374 días. Para ello, se utilizó una estación total Leica TS06, la cual tiene implementado un dispositivo láser que permite realizar la toma de puntos sin necesidad de pisoteo y, por lo tanto, sin modificar las geoformas. La obtención de los puntos se realizó por el método de radiación. Inicialmente se definió una estación fija a partir de la cual se determinaron cuatro puntos que funcionaron como referencias para plantear las diferentes estaciones libres.

El método topográfico en esta fase fue una intersección inversa, con datos de distancias. Con los datos altimétricos obtenidos, se generaron MDE's, en formato vectorial (TIN) para las siguientes fechas: 19 de mayo de 2011, 22 de septiembre de 2011, 27 de noviembre de 2011, 6 de febrero de 2012 y 27 de mayo de 2012. Para analizar con detalle las variaciones observadas, se realizaron perfiles topográficos sobre

los TIN de cada fecha para un mismo tramo (I-II), orientado en la dirección de avance de las dunas (245°N).

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

#### Caracterización geomorfológica

La duna costera de Maspalomas y su entorno presentan diferentes geoformas asociadas (Fig. 2A). Desde la playa alta hacia el interior del sistema, se diferencian tres zonas: i) el área donde se generan las primeras dunas (embrionarias), constituidas por geoformas libres, como pequeñas dunas transversales de menos de 1 m de altura, barjanas y/o cordones barjanoides; ii) la duna costera, formada por diferentes geoformas asociadas a los ejemplares vegetales de Traganum moquinii, como dunas en montículo y parabólicas; iii) dunas barjanas y/o cordones barjanoides y superficies de deflación. De forma más localizada, aparecen pequeñas geoformas, como dunas eco asociadas a la cara de barlovento de las dunas en montículo, así como pequeños espacios interdunares.

Este esquema cambia significativamente en aquellas zonas donde la duna costera ha desaparecido por la eliminación de los ejemplares de Traganum moquinii, pues entre 1961 y 1987, periodo en el que se produce el principal descenso de ejemplares, esta población se redujo en un 57,6% (Hernández-Cordero, 2012). En las zonas donde esta duna costera desaparecido (Fig. 2B), las geoformas ha predominantes son las superficies de deflación y las dunas libres, como las barjanas, mientras que las dunas en montículo y las dunas parabólicas desaparecen. De esta manera, la ausencia de plantas y, por lo tanto, de duna costera, genera una estructura con geoformas eólicas libres, que avanzan rápidamente hacia el interior del sistema sin estar condicionadas por ningún obstáculo.

La morfología en montículos (y otras formas asociadas, como las dunas parabólicas), que presenta la duna costera de Maspalomas, contrasta con los cordones existentes en la duna costera de zonas templadas y tropicales. La presencia de dunas en montículo está relacionada con la existencia de un balance de arena positivo y una energía eólica moderada, con una cubierta vegetal escasa o inefectiva (Pye, 1990). En zonas áridas como Maspalomas, donde las escasas precipitaciones son un limitante para el desarrollo de la vegetación, la duna costera en montículos se encuentra en equilibro con las características ecológicas reinantes. Esta definición contrasta con la descripción que realiza Hesp (1988) para dunas costeras de zonas templadas, donde describe las dunas en montículo como una fase erosiva del cordón de dunas típico de estos ambientes.



FIGURA 2. Mapa de geoformas y perfil topográfico de una zona con duna costera (A) y de una zona con la duna costera fragmentada, prácticamente sin ejemplares de Traganum moquinii (B). La parcela de observación se ha delimitado en la imagen A con un recuadro.



FIGURA 3. Variaciones morfológicas de la duna costera durante el periodo 19/5/2011-27/5/2012. Perfil topográfico I-II sobre la ortofoto de 2012 (GRAFCAN, S.A.). Se ha digitalizado el contorno de los dos ejemplares de Traganum moquinii presentes en la parcela. El gráfico inferior muestra la evolución del perfil topográfico de la duna para este periodo. Las dos flechas señalan el momento del cambio morfológico desde barjana a parabólica. Las alturas de los diferentes levantamientos topográficos son alturas relativas.

#### Caracterización de la dinámica

La Fig. 3 muestra la evolución morfológica de la duna costera a lo largo de poco más de un año. En ella vegetación arbustiva, retienen la duna que llega desde la playa, en este caso una barjana. Una vez retenida (19 mayo 2011), la duna va avanzando hacia el interior del sistema, transportada por los vientos efectivos del N-NE, y cambiando su morfología hasta convertirse en una duna parabólica (27 noviembre 2011). A partir de esta fecha la parabólica formada se va elongando, adentrándose cada vez más en el sistema.

Los resultados de los perfiles topográficos realizados para el análisis en detalle de la evolución de la duna costera se presentan en el gráfico inferior de la figura 3. Entre ellos destaca el cambio que se produce entre septiembre y noviembre de 2011, en el que pasa de ser una barjana, cuyos brazos ya han entrado en contacto con los dos arbustos de *Traganum moquinii*, a una duna parabólica. Ya en esta última fecha, se observa la formación de una cara de avalancha bien definida en la vertiente de sotavento de la parabólica, que se mantiene en febrero de 2012. En mayo de 2012 la duna presenta dos caras de avalancha, la más oriental coincidiendo con la posición que tenía en febrero de 2012, y la occidental aproximadamente a unos 15 metros de esta última.

En la Tabla I, se muestra cómo entre septiembre y febrero la tasa de avance fue superior que el resto del año, coincidiendo la formación de la duna parabólica con estas mayores tasas de migración. En el período de 374 días en el que se enmarca el seguimiento, la duna avanzó un total de 55 m, lo que implica una tasa de avance media de 4,4 m/mes.

| INTERVALO                | DÍAS | AVANCE<br>(m) | TASA DE<br>AVANCE<br>(m/mes) |
|--------------------------|------|---------------|------------------------------|
| 19/5/2011-<br>22/9/2011  | 126  | 8,3           | 2,0                          |
| 22/9/2011-<br>27/11/2011 | 66   | 15,2          | 6,9                          |
| 27/11/2011-<br>6/2/2012  | 71   | 17,0          | 7,2                          |
| 6/2/2012-<br>27/5/2012   | 111  | 14,8          | 4,0                          |

| TABLA I. Tasa | s de avance | e de la duna | en los intervo | alos señalados. |
|---------------|-------------|--------------|----------------|-----------------|
|---------------|-------------|--------------|----------------|-----------------|

Debido a la escasez de vegetación, como consecuencia del clima árido reinante, las tasas de avance de esta parabólica son mayores que en ambientes más húmedos, las cuales no llegan a los 4 m/año (Tsoar y Blumberg, 2002) o a los 2 m/año (Bailey y Bristow, 2004), en contraste con los 53 m/año calculados para Maspalomas.

#### CONCLUSIONES

La duna costera de Maspalomas, similar a la de otros sistemas áridos, presenta claras diferencias, tanto en su morfología como en su dinámica sedimentaria, con respecto a las dunas costeras de zonas templadas y tropicales. Entre estas diferencias destaca la morfología en montículos, que difiere de los cordones de dunas continuos presentes en los sistemas localizados en zonas más húmedas. Esta vegetación arbustiva genera cambios morfológicos en las dunas libres, localizadas en la playa alta, que se transforman en dunas condicionadas por la vegetación. Las tasas de avance de la duna parabólica formada son superiores a las de las generadas en ambientes donde hay un mayor desarrollo de la vegetación. Estas singularidades deben considerarse en la conservación de esta duna costera, y con ello en la del propio sistema de dunas.

#### AGRADECIMIENTOS

Esta es una contribución de los proyectos SEJ2007-64959 y CSO2010-18150 del Plan Nacional para I+D+i, cofinanciados con fondos FEDER.

- Bailey, S.D. y Bristow, C.S. (2004): Migration of parabolic dunes at Aberffraw, Anglesey, north Wales. *Geomorphology*, 59: 165-174.
- Hernández Calvento, L., Alonso Bilbao, I., Hernández Cordero, A. I., Pérez-Chacón Espino, E., Yanes Luque, A. y Cabrera Vega, L. (2009): Características propias de los sistemas eólicos actuales de Canarias. Notas preliminares. En: V Jornadas de Geomorfología Litoral. Nuevas Contribuciones sobre Geomorfología Litoral. Comunicaciones: 39-43.
- Hernández Cordero, A.I. (2012): Análisis de la vegetación como indicadora de las alteraciones ambientales inducidas por la actividad turística en la Reserva Natural Especial de las Dunas de Maspalomas. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 574 p.
- Hesp, P.A. (1988): Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. *Sedimentary Geology*, 55: 17-41.
- Pye, K. (1990): Physical and human influences on coastal dune development between the Ribble and Mersey estuaries, northwest England. En: *Coastal dunes. Form and Process* (K.F. Nordstrom, N.P. Psuty y R.W.G. Carter, eds.). Wiley & Sons. Chichester, 339-359.
- Tsoar, H. y Blumberg, D.G. (2002): Formation of parabolic dunes from barchans and transverse dunes along Israel's Mediterranean coast. Earth *Surface Processes and Landforms*, 27: 1147-1161.

# Erosión, progradación y transferencia sedimentaria entre un sistema de playa-duna y una playa sobre plataforma rocosa

## Erosion, progradation and sediment transfer between a beach-dune system and adjacent beach on a shore platform

### R. Blanco Chao<sup>1</sup>, A. Feal-Pérez<sup>1</sup> y A. Duarte-Campos<sup>1</sup>

1 Depto. de Geografía, Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Santiago de Compostela. 15782, Santiago de Compostela, A Coruña. ramon.blanco@usc.es

**Resumen:** A partir del estudio de fotografías aéreas de un sector de la costa atlántica de Galicia entre 1956 y 2010, se ha comprobado un proceso de rápida progradación de un sistema dunar entre 1956 y 2003, tras el que se produjo una ralentización y estabilización hasta 2010. En el mismo periodo de tiempo, se produce la erosión de una playa sobre plataforma rocosa situada al norte. El análisis de bases de datos meteorológicos y de oleaje (SIMAR-44 y WANA) muestran un descenso en la energía de las olas, así como en velocidad del viento y la precipitación, que podrían ser causa de la fijación dunar, pero no de la erosión de la playa. La fuerte correlación negativa encontrada entre las tasas de progradación dunar y de erosión de la playa sugiere que la fijación de las dunas generó un déficit de transporte sedimentario hacia el norte y la consiguiente erosión de la playa sobre la plataforma.

Palabras clave: Progradación dunar, erosión de playa, plataformas rocosas, SIG.

Abstract: The analysis of aerial photographs from the Atlantic coast of Galicia, covering from 1956 to 2010 revealed a process of rapid dune progradation between 1956 and 2003, followed by stabilization. During the same time period a beach on a shore platform just to the north was eroded. The analysis of the meteorological and wave databases (SIMAR-44 and WANA) suggests a reduction in the wave energy as well as a decreasing wind speed and precipitation. The reduction in wave energy can be the cause of the dune progradation, but not for the erosion of the platform beach. The strong negative correlation found between the rates of dune progradation and beach erosion suggests that the dune fixation reduced or even halted the northward sediment transport, causing the erosion of the platform beach.

Key words: Dune progradation, beach erosion, shore platform, GIS.

## INTRODUCCIÓN

Durante la segunda mitad del S. XX y la primera década del S.XXI se observa un proceso de revegetación dunar en las costas de Galicia, a menudo acompañado de una progradación del frente dunar. Los procesos de estabilización dunar han sido identificados como un proceso generalizado en las costas atlánticas europeas, para el que se han señalado causas de origen antrópico y climático (Provoost et al., 2011; Jackson y Cooper, 2011). En este trabajo se investiga un proceso de progradación y fitoestabilización dunar con el objetivo de caracterizar y cuantificar los cambios entre 1956 y 2010, así como de estudiar su relación con la erosión de una playa sobre plataforma rocosa situada al norte.

El área de estudio se encuentra en la margen sur de la Ría de Muros, en la costa atlántica de Galicia (Fig. 1) Se trata de un tramo costero expuesto a olas de viento y de fondo procedentes del tercer y cuarto cuadrantes. La playa de Río Sieira tiene 800 m de longitud y está limitada por dos salientes rocosos al norte y al sur. El sector rocoso al norte se caracteriza por la presencia de una estrecha playa emplazada sobre una amplia plataforma rocosa modelada sobre materiales metamórficos con una disposición estructural general NO-SE. Al sur, la playa se cierra parcialmente por un saliente rocoso que forma un acantilado de unos 4 m de altura. El principal objetivo de este trabajo es calcular los cambios ocurridos en el frente dunar y en la playa sobre la plataforma, y explicar las relaciones existentes entre ambos.

#### METODOLOGÍA

Se utilizaron fotografías aéreas de los años 1956, 1983, 1989, 2003, 2008 y 2010. Las imágenes de 1956, 2003, 2008 y 2010 son ortofotos. Las de 1983 y 1989 son pares estereoscópicos que fueron georreferenciados mediante una transformación con 15 puntos de control, resultando en imágenes con un tamaño de pixel de 0,9 m y un error medio de 2,29 m.

La selección del indicador de cambio litoral es quizá uno de los aspectos más comprometedores en los estudios sobre evolución costera basados en fotografías aéreas (Boak y Turner, 2005). Para este trabajo, se seleccionaron dos indicadores que pueden ser detectados con alta precisión en imágenes en blanco y negro y color: el frente de vegetación dunar y el límite externo de los sedimentos de la playa sobre la plataforma. Los cálculos se realizaron mediante la herramienta DSAS (Thieler et al., 2005), basada en el método de transectos equidistantes entre sí y perpendiculares a una línea base. La sinuosidad y los cambios de orientación de la línea de costa pueden resultar en sobreestimaciones de los cambios (Smith y Cromley, 2012), de modo que para minimizar estos efectos se optó por utilizar líneas base paralelas a la orientación general de cada tramo de costa analizado. La playa tiene una orientación al ONO, por lo que se estableció una línea base con una orientación de 12º al E. En el caso de la playa sobre la plataforma, se estableció una línea base con orientación 34ºE, perpendicular a las fracturas de dirección NO-SE. Tanto en el frente dunar como en la playa se estableció un espaciado de 10 m entre transectos. Los cálculos se efectuaron entre cada fecha consecutiva, además del promedio, utilizando todos los fotogramas. En este último caso, se estableció un rango de incerteza de 10 m para los fotogramas de 1956 a 1989 y de 5 m para las ortoimágenes posteriores.

La erosión o progradación de dunas y playas pueden estar causadas por cambios en el régimen de oleaje, pero los factores atmosféricos como la precipitación o el viento pueden ser factores de primer orden en la estabilización de dunas. Para analizar los principales parámetros del oleaje se utilizaron, para el periodo 1958-1995, la base de datos SIMAR-44 del proyecto HIPOCAS (Guedes-Soraes, 2008) y, para el periodo 1995-2010, la base de datos WANA, ambos de Puertos del Estado. Se analizaron las tendencias desestacionalizadas de altura significante, mar de viento, mar de fondo, periodo de pico y dirección de aproximación del oleaje. Los datos de precipitación y velocidad del viento se obtuvieron de la estación meteorológica de Vigo (AEMET), y los datos del índice NAO son los del NCAR (Hurrel, 1995).

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los cambios observados en los diferentes periodos analizados muestran un proceso de progradación y fijación del frente dunar, tendente a una regulación y estabilización con un descenso progresivo en la magnitud de los cambios (Fig. 1). Los resultados del análisis en el frente dunar evidencian que la progradación se incrementa considerablemente hacia el norte, pudiéndose señalar varias etapas. Entre 1956 y 1983, el avance es bastante uniforme y con tasas elevadas en todo el frente dunar, ligeramente más altas en sector norte. Entre 1983 y 1989, se regulariza el frente dunar para posteriormente y hasta 2008, producirse una estabilización del sector sur, mientras continúa la progradación en el sector norte. Entre 2008 y 2010, la progradación del frente prácticamente cesa (Fig. 2). Un hecho a destacar es la migración hacia tierra de la desembocadura fluvial entre 1956 y 1983.

Por su parte, en la playa sobre la plataforma se observa cómo en 1956 el borde distal de la playa coincide con un punto de inflexión en la pendiente de la plataforma rocosa. La evolución observada muestra un rápido retroceso de la playa hasta 1983, momento a partir del cual los cambios en la playa están fuertemente controlados por la topografía de la plataforma, y especialmente por los canales de carácter estructural que favorecen la propagación del oleaje.



FIGURA 1. Líneas del frente dunar y borde distal de la playa de Río Sieira sobre la plataforma rocosa en 1956, 1983 y 2010, sobre una fotografía aérea de 2010.

La progradación dunar observada parece responder a un proceso de regularización a partir de un frente muy irregular en 1956. El retroceso del canal de desembocadura fluvial y el avance del frente dunar llevan al establecimiento de una línea de dunas vegetadas de trazado muy uniforme en planta, mientras que en la playa, sobre la plataforma, el mecanismo es el opuesto, generándose una planta altamente irregular, que parte de una forma en planta uniforme. La evolución de ambos sistemas, en cada uno de los periodos analizados, parece depender fuertemente del estadio anterior, y para verificarlo se llevó a cabo un análisis de regresión linear entre las tasas de cambio de periodos consecutivos. Tanto para el frente dunar como para la playa sobre la plataforma, se identificó una correlación negativa moderada (r entre -0,49 y -0,51

para el frente dunar y r = -0,41 y -0,88 para la playa sobre la plataforma), excepto para el periodo 2003-2008 en el que la correlación es positiva en el frente dunar (r = 0,39) y nula (r = 0,0) para la playa. El análisis confirma que la mayor parte de los transectos que durante un periodo han experimentado tasas elevadas de erosión o progradación, presentan una reducción o incluso una inversión (de erosión a progradación o viceversa) en el periodo siguiente. Solamente en el periodo 2003-2008, se observa una correlación positiva para el frente dunar, es decir un incremento de la tendencia registrada en el periodo anterior. En ese mismo periodo, en el caso de la playa sobre la plataforma no existe ninguna dependencia del periodo anterior (r = 0).



FIGURA 2. Tasas de cambio registradas en el frente dunar, calculadas para los periodos 1956-1983, 1983-2010 y tasas medias para todo el periodo de estudio (1956-2010). La distancia está medida de sur a norte.

Por otra parte, los resultados del análisis de los transectos revelan tendencias opuestas en la evolución del frente dunar (progradación) y de la playa sobre la plataforma (erosión), lo que sugiere la existencia de una relación entre ambos procesos. Para verificar la hipótesis, se efectuó un análisis de correlación lineal entre los valores medios de la tasa de cambio de cada período en el frente dunar y en la playa sobre la plataforma. Dada la gran variabilidad en la magnitud del cambio a lo largo del frente dunar y de la playa, y especialmente por la existencia de transectos con valores negativos y positivos, se calculó una media ponderada con la longitud de playa afectada por cada intervalo de tasa o movimiento neto. Para ello se agruparon los transectos en intervalos de 5 m para los valores de movimiento neto y de 0,25 m/año para la tasa de cambio, calculándose las frecuencias correspondientes a cada intervalo. El valor central de cada clase se multiplicó por su frecuencia, obteniendo así una distancia relativa de frente dunar y frente de playa afectada por el valor de cada intervalo. La fuerte correlación negativa encontrada (r = -0.83 para el movimiento neto y r = -0.97 para las tasas de cambio) apoya la hipótesis de que la magnitud y tasa anual de erosión de la playa sobre la plataforma depende de la

magnitud y tasa de cambio en el frente dunar (Fig. 3). Con la excepción del periodo 1989-2003, en que se registra progradación en algunos transectos, la erosión de la playa sobre la plataforma es más acentuada cuanto mayor es el avance de la duna.

El análisis de los datos de oleaje muestra una tendencia general de descenso de la altura de ola, así como de la velocidad del viento y de la precipitación entre 1958 y 2010, si bien pueden identificarse tres periodos con tendencias diferenciadas. Entre 1958 y 1971, todos los parámetros muestran una tendencia al descenso, seguidos por un ligero incremento entre 1972 y 2002. Finalmente, entre 2002 y 2010, se registra un nuevo periodo de reducción del ambiente energético. El índice NAO de invierno presenta una alta variabilidad durante todo el periodo de estudio, aunque puede identificarse un predominio de situaciones negativas entre 1958 y 1971, una alta variabilidad entre 1972 y 1989 y un predominio de las situaciones positivas en el periodo 1999-2010. Se ha encontrado una correlación significativa entre algunos parámetros del oleaje de invierno y el índice NAO, especialmente entre la altura (r entre -0.51 y -0.78) y dirección de procedencia(r entre 0,52 y 0,77) del mar de viento.



FIGURA 3. Correlación entre los valores medios ponderados de las tasas de cambio del frente dunar y la playa sobre la plataforma en cada uno de los periodos analizados.

Del análisis de los datos atmosféricos y de oleaje puede deducirse una tendencia a un ligero descenso de las condiciones energéticas, con un cambio en la tendencia alrededor de los años 1971 y 2001, relacionado con las fases predominantes del índice NAO. Las condiciones ambientales son, por lo tanto, favorables para un proceso de progradación del sistema dunar, posiblemente favorecido por un mecanismo de acumulación sedimentaria que llevaría al desarrollo de perfiles de playa con bermas amplias sobre las que se pudo poner en marcha un proceso de transporte eólico y colonización vegetal. El desplazamiento de la desembocadura fluvial entre 1956 y 1983 podría ser una evidencia de este mecanismo, por el que el cauce es desplazado hacia tierra a causa de la acreción

vertical y posterior progradación hacia el mar de la berma, un mecanismo que también se ha observado en la playa de As Furnas situada al sur de la de Río Sieira objeto de este estudio. Sin embargo, el descenso referido en el régimen energético no parece favorecer la erosión continuada de la playa sobre la plataforma. Por otra parte, la correlación entre las tasas de progradación del frente dunar y de retroceso de la playa sobre la plataforma apunta a la existencia de algún tipo de conexión entre ambos procesos. La playa de Río Sieira se encuentra expuesta a oleajes dominantes de procedencia entre 270° y 300°, si bien la compleja configuración batimétrica por la presencia de dos bajos rocosos al norte y al sur del sistema establece importantes deformaciones en los trenes de olas. A escala de detalle, la energía de las olas tiende a concentrarse en el tramo central del sector norte de la playa, mientras hacia el sector sur y el extremo norte los fondos rocosos provocan una atenuación de la energía de las olas, especialmente en el extremo norte donde se establece una zona de sombra. A falta de estudios más detallados de los patrones de refracción del oleaje, podría deducirse una tendencia al transporte de sedimento en dirección norte, hecho también sugerido por la posición de la desembocadura fluvial.

estabilización del sistema playa-duna, La manifestada por la progradación y fijación del frente dunar, puede llevar a la reducción de la dinámica sedimentaria (Jackson y Cooper, 2011), lo que en este caso se habría traducido en una importante reducción o incluso desaparición de la disponibilidad de sedimento transportado hacia el norte para alimentar la playa sobre la plataforma. La progradación del frente dunar no parece responder en absoluto a un incremento en la entrada de sedimento en el sistema y, de hecho, la progradación del frente dunar se reduce v prácticamente cesa en 1983 en el sector sur, manteniéndose solamente en el sector norte con tasas importantes hasta 2003. Desde el año 2003, la progradación del frente dunar se ralentiza y estabiliza. Ya que no parecen existir incrementos en los aportes de sedimento al sistema, el avance del frente dunar ha alcanzado su máxima progradación, limitada por la oscilación mareal y la acción del oleaje. Por su parte, en la playa sobre la plataforma la erosión, también cesa alrededor de 2003, cuando los cambios en la morfología quedan principalmente controlados por la topografía de la plataforma, sobre la que se disipa la mayor parte de las olas, registrándose solamente cambios de cierta magnitud en los canales de carácter estructural.

Queda por averiguar la causa de la progradación dunar, ya que si bien el descenso en la energía del oleaje y en otros factores, como velocidad del viento o precipitación podría haber jugado un papel importante, no puede descartarse en absoluto los cambios en la gestión y usos de los sistemas dunares ocurridos a finales del S. XX.

#### CONCLUSIONES

Se ha verificado un proceso de progradación dunar y fijación por vegetación, cuyas causas pueden responder a factores naturales, pero también antrópicos.

La fijación del sistema dunar lleva a una reducción de la dinámica sedimentaria, que se traduce en una disminución del sedimento disponible para el transporte longitudinal.

La evidencia de un proceso erosivo en una playa sobre plataforma rocosa, situada al norte del sistema dunar, y la fuerte correlación negativa entre las tasas de cambio en el frente dunar y el borde externo de la playa evidencian la existencia de una relación que no puede ser casual. La fijación del sistema dunar se interpreta como la causa de una interrupción de la transferencia de sedimento hacia el norte, que alimentaba la playa sobre la plataforma rocosa, lo que desencadena el proceso erosivo.

- Boak, E.H. y Turner, I.L. (2005): Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 21(4): 688-703.
- Guedes Soares, C. (2008): Hindcast of dynamic processes of the ocean and coastal areas of Europe. *Coastal Engineering*, 55 (11): 825-826.
- Hurrell, J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitations. *Science*, 269: 676-679.
- Jackson, D.W.T. y Cooper, J.A.G. (2011): Coastal dune fields in Ireland: rapid regional response to climatic change. *Journal of Coastal Research*, SI 64: 293-297.
- Provoost, S., Jones, M.L.M. y Edmondson, S.E. (2011): Changes in landscape and vegetation of coastal dunes in northwest Europe: a review. *Journal of Coastal Conservation*, 15: 207-226.
- Smith, M.J. y Cromley, R.G (2012): Measuring Historical Coastal Change using GIS and the Change Polygon Approach. *Transactions in GIS*, 16(1): 3-15.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L. y Miller, T.L., (2005): Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 3.0: An ArcGIS extension for calculating shoreline change. U.S. Geological Survey Open-File Report, 2005-1304.

## Cambios inducidos por actividades antrópicas en los procesos geomorfológicos eólicos de La Graciosa (islas Canarias). Una perspectiva histórica

## Changes induced by anthropogenic activities in the aeolian geomorphologic processes of La Graciosa (Canary Islands). A historical perspective

## L. Hernández Calvento<sup>1</sup>, M.L. Monteiro Quintana<sup>2</sup>, E. Pérez-Chacón Espino<sup>1</sup>, L. García Romero<sup>1</sup> y A. Santana Cordero<sup>1</sup>

1 Grupo de Geografía Física y Medio Ambiente, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Edificio Millares Carlo, Campus del Obelisco

35003 Las Palmas de Gran Canaria lhernandez@dgeo.ulpgc.es, eperez@dgeo.ulpgc.es, levi.garcia@ulpgc.es, asantana@becarios.ulpgc.es

Palmas de Gran Canaria. mmonteiro@dch.ulpgc.es

**Resumen:** El objetivo de este trabajo es caracterizar la relación entre los usos del suelo y la dinámica sedimentaria eólica en la isla menor de La Graciosa (islas Canarias) para el periodo comprendido entre la segunda mitad del siglo XVIII (cuando las fuentes históricas evidencian la presencia humana en la isla) y la actualidad. La metodología se sustenta en la interpretación de distintas fuentes (documentos históricos, fuentes estadísticas, fotografías aéreas, testimonios orales), que permiten caracterizar los cambios ocurridos en la isla, tanto en lo que se refiere a los usos del suelo, como a la geomorfología eólica. Los resultados evidencian la existencia de seis etapas, donde las variaciones de la intensidad de la presión humana sobre el medio han favorecido, en unos casos, la movilidad de los sedimentos y, en otros, su estabilización.

Palabras clave: usos históricos, alteración, geomorfología eólica.

Abstract: The objective of this paper is to characterize the relationship between the historical land uses developed on the island of La Graciosa (Canary Islands) and its aeolian sedimentary dynamics. The period between the second half of the eighteenth century, when historical sources confirm human presence on the island, and the present time, is analized. The methodology is based on the interpretation of different sources (historical documents, statistics, aerial photographs, oral testimonies) that allowed us to characterize the changes in the island during the period analyzed, both in terms of land use and aeolian geomorphology. The results suggest the existence of six stages, during which the intensity of human pressure on the environment changed. Therefore, the aeolian geomorphology has been altered, favoring the mobility or the stability of the aeolian sediments.

Key words: historical uses, alteration, aeolian geomorphology.

## INTRODUCCIÓN

La reconstrucción histórica de las características naturales y antrópicas de los ecosistemas se ha estudiado desde diferentes disciplinas científicas, con objetivos y enfoques diversos. En el caso de los sistemas sedimentarios eólicos, este tipo de análisis reviste gran interés, pues la dinámica sedimentaria no sólo depende de procesos naturales, sino que las actividades humanas inciden en ella significativamente, hasta el punto de condicionar su permanencia (Jackson y Nordstrom, 2011).

Entre las fuentes de información utilizadas en estos trabajos destacan los documentos históricos, las fotografías de campo y los relatos (McAllister, 2008), conjuntamente con las fotografías aéreas. A su vez, los métodos de la Historia Oral posibilitan la creación de nuevas fuentes de información, permitiendo contrastar conclusiones procedentes de otras fuentes (Sloan, 2008), y supliendo, en ocasiones, la información que no se puede obtener a partir de fuentes documentales.

En Canarias, se han realizado diversos trabajos en los últimos años cuyo objetivo ha sido la reconstrucción de los usos y aprovechamientos históricos en el entorno de los campos de dunas de Canarias (Santana et al., 2012). Con ellos, se pretende conocer la incidencia que la presión antrópica ha tenido en la modificación de la dinámica sedimentaria eólica. Siguiendo esa línea, en este estudio se identifican y caracterizan los usos del suelo en la isla de La Graciosa (islas Canarias), con el objeto de conocer los impactos antropogénicos producidos en la dinámica de su sistema sedimentario eólico. El periodo considerado comprende desde la segunda mitad del siglo XVIII, cuando las fuentes históricas evidencian la presencia humana en la isla, hasta la actualidad. Este intervalo permite seguir la evolución de la impronta sobre el medio desde una sociedad agraria hasta otra basada en la actividad turística.

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias Históricas, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Edificio Millares Carlo, Campus del Obelisco. 35003 Las

#### ÁREA DE ESTUDIO

La isla de La Graciosa, con una superficie de 27,05 km<sup>2</sup>, está situada al norte de la de Lanzarote (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico, se localiza sobre una plataforma marina somera, y está formada por la acumulación de lavas y piroclastos de composición máfica y ultramáfica emitidas durante el Pleistoceno Superior y Holoceno (De la Nuez et al., 1997). Contemporáneamente, procesos sedimentarios dieron lugar a eolianitas y paleosuelos, poco cementados (Ortiz et al., 2006; Meco et al., 2006). Actualmente, algo más de la mitad de la isla (13,1 km<sup>2</sup>) está cubierta por arenas eólicas. Éstas se distribuyen en dos ámbitos sedimentarios separados por una alineación volcánica: uno está situado al norte de la isla (con 4,4 km<sup>2</sup> de extensión) y otro al sur (8,7 km<sup>2</sup>).

El clima es desértico costero, con escasas precipitaciones (116 mm de media anual), temperaturas medias suaves (19,7°C) y viento dominante del norte (alisios), con velocidad media anual de 18,3 km/h. La vegetación está formada por matorrales de especies halófilas, psamófilas y xerófilas.

En las últimas décadas, algunos sistemas playaduna del sur de la isla presentan un proceso de erosión significativo. Simultáneamente también se detecta el incremento de la cobertura vegetal y la estabilización de amplios sectores de manto eólico.



FIGURA 1. Localización de la isla de La Graciosa y de sus dos núcleos de población (sistema de referencia WGS 84 / UTM-28N).

#### METODOLOGÍA

Para comprender la incidencia de los usos del suelo históricos en la dinámica sedimentaria eólica de La Graciosa, se han utilizado cuatro tipos de fuentes:

- a) Fuentes documentales: Archivo Histórico Nacional, Archivo General de la Administración, Biblioteca Nacional, Archivo Histórico Provincial de Las Palmas, Archivo Municipal de Teguise y Hemeroteca del Museo Canario.
- b) Fuentes orales: a partir de entrevistas a diez habitantes de la isla, en su mayoría personas mayores.
- c) Fotografías aéreas históricas (desde 1954): utilizadas para reconstruir las coberturas del suelo, estimar el porcentaje de recubrimiento de la cobertura vegetal e identificar las geoformas eólicas, y como apoyo a la información obtenida a través de las fuentes orales. En contraste con la ortofoto de 2009, se han analizado los cambios en las variables estudiadas.
- d) Trabajo de campo: empleado para localizar hitos históricos de interés y contrastar la información de las imágenes aéreas.

#### RESULTADOS

Teniendo en cuenta la relación entre la actividad humana y la dinámica sedimentaria eólica, se han definido y caracterizado seis etapas históricas:

- 1) Antes de 1730: La Graciosa era un enclave deshabitado, aprovechado habitantes por de Lanzarote para recolectar especies vegetales para uso doméstico, como cosco (Mesembrianthemun *nodiflorum*) barrilla (Mesembryanthemum y crystallinum), cazar pardelas y conejos, pescar y marisquear. También se aprovechaban los pastos: entre invierno y verano se mantenían en régimen de suelta los ganados de Lanzarote (cabras, ovejas, burros y dromedarios). Se estima que la afección a la dinámica eólica debió ser reducida y ejercida de forma discontinua en el tiempo.
- 2) 1730-1880: tras el inicio de la erupción de Timanfaya (1730-1736), ante la disminución de los pastos en Lanzarote, las autoridades permitieron trasladar ganado de forma permanente a La Graciosa. La presión sobre el medio se incrementó notablemente y hubo que reglamentar los usos y aprovechamientos de la isla en un sentido restrictivo, debido a que se afectó a la estabilidad del sedimento de forma significativa, tal como se refleja en las crónicas posteriores: "Los mismos vientos reinantes han arrastrado y elevado nubes de estas arenas que han ocupado y arruinado, como queda dicho, muchos terrenos pingües y aún poblaciones atravesando un río de arena de Norte a Sur..." (Libro de actas, folios 225-235. Ayuntamiento de Teguise, 26 de noviembre de 1834. Archivo Histórico de la Villa de Teguise).
- 3) 1880-1943: se establece una primera colonia poblacional, asociada a una factoría de pescado. Aunque ésta fue pronto cerrada, la población se asentó definitivamente en la isla. Se funda así Caleta del Sebo, pasando de las seis primeras viviendas de sus inicios a unos 80 hogares hacia 1943, en su mayoría chozas de piedra, barro y leña (Cabrera,

1997). Con ello se incrementó la demanda sobre los escasos recursos vegetales de la isla, utilizados tanto para la construcción (techumbres) como para combustible. En la década de 1930 se fundó el caserío de Pedro Barba, por lo que hacia el norte de la isla se incrementa la presión sobre la vegetación y, con ello, también se favorece la removilización de los sedimentos.

4) 1943-1967: con la visita del Capitán General García Escámez, Jefe del Mando Económico de Canarias, se inicia una etapa de inversiones en infraestructuras básicas (muelle, escuela, iglesia, cementerio, aljibes, etc), se reparten 65 lotes de tierra de labor y se construye una aguada central en el interior de la isla. Esto ocasionó un cambio sustantivo en la relación entre la población y el medio, que supuso un punto de inflexión en la dinámica sedimentaria. Se produjo un incremento poblacional considerable (Fig. 2), y un aumento en el número de viviendas. Por su parte, en la imagen aérea de 1954, se constata que la cobertura vegetal densa (>50% recubrimiento) ocupa menos del 40% del ámbito sedimentario eólico meridional (el más próximo a Caleta del Sebo), y las láminas de arena móvil un 17% de la superficie de ese ámbito.



FIGURA 2. Evolución del número de viviendas y habitantes de Caleta del Sebo a partir de 1910 (fuente: Cabrera (1997), González et al. (1996) e INE); evolución de la superficie edificada en Caleta del Sebo (imágenes aéreas de 1954, 1977, 1987 y 2009); distribución porcentual de la cobertura vegetal densa (>50% de recubrimiento) y de las láminas de arena móvil en el sistema sedimentario eólico meridional (imágenes aéreas de 1954 y 2009).

Desde el punto de vista de la estabilidad del sedimento, debió ser significativo el incremento de la tala de arbustos para los hornos de cal (caleras), recurso demandado por las nuevas viviendas. Los testimonios recogidos apuntan que, para la construcción de una vivienda familiar, era necesario "quemar" una calera y media (tres hornos por cada dos casas). Cada una de estas "quemas" implicaba el consumo de "20 cargas de camello", ardiendo de forma continua "durante una noche y dos días". Hay que sumar a esta cifra la quema de otras caleras destinadas a rehabilitar viviendas preexistentes y a la construcción de obras públicas. Ello explica la drástica reducción de la vegetación en la isla, posibilitando con ello la removilización de la arena por el viento. Algunos testimonios indican que la isla

llegó a estar "totalmente pelada". La leña fue también un recurso en los hogares para cocinar y las panaderías. Según las fuentes orales, esta leña se recogía, inicialmente, en los alrededores de los núcleos poblacionales, estando prohibido hacerlo en zonas para suministro de las caleras. Sin embargo, algunos testimonios han indicado la recolección de leña en los alrededores de la playa de Las Conchas (extremo noroccidental de la isla), lo que pone de manifiesto el agotamiento del recurso cerca de Caleta del Sebo. Otro de los usos de más prolongada explotación fue el pastoreo. Con una media de cuatro cabezas de ganado por vivienda (según los testimonios), entre 1940 y 1970 el número de animales (principalmente cabras). pastando en la isla de forma ininterrumpida. debió incrementarse desde unos 368 (equivalencia obtenida a partir de las 92 viviendas en 1940) a unos 680 (170 viviendas en 1970). Por último, también se debió producir la corta de la vegetación en aquellas zonas que se dedicaron a cultivos de secano, donde la calidad de los suelos lo permitía. La consecuencia de esta presión sobre la vegetación debió alterar la estabilidad del sustrato arenoso, causando su removilización y su transporte eólico hacia el sur de la isla. Uno de los entrevistados afirma que la isla llegó a estar "como la cabeza de un calvo". La arena se desplazaba de N a S, acumulándose en determinados enclaves. Al respecto los testimonios indican la existencia de tres grandes dunas móviles: una cerca de Caleta del Sebo, otra en El Salado (costa sur) y, la mayor, detrás del cementerio, siendo esta última utilizada para áridos.

- 5) 1967-1987: la presión agraria se redujo considerablemente y, con ello, se inicia una progresiva regeneración natural de la vegetación, que contribuyó a la estabilización nuevamente de las arenas. Las causas de ello son, básicamente, cuatro: a) descenso del número de habitantes, que emigran a Lanzarote para trabajar en la industria turística, o en el puerto pesquero base, en Arrecife; b) llegada del gas y, con ello, la menor demanda de leña; c) disponibilidad de energía eléctrica durante doce horas al día (a partir de 1977) y acometida eléctrica desde 1985; y d) fin del uso de la vegetación para la quema en hornos de cal, pues según testimonios, las últimas se realizaron hacia 1967. Así pues el único uso, con incidencia sobre la dinámica eólica, que pervivió durante esta etapa fue el ganadero.
- 6) A partir de 1987: la isla es declarada Parque Natural a través de la Ley 12/1987, de 19 de julio, de Declaración de los Espacios Naturales de Canarias, conjuntamente con el resto de los islotes del norte de Lanzarote y el Risco de Famara. Toda la isla, salvo Caleta de Sebo, se clasifica como Suelo Rústico de Protección. Se produce un cambio radical en los usos del suelo: el ganado se estabula y los usos agrarios tradicionales desaparecen. Todo ello crea condiciones favorables para la estabilización de las arenas por el incremento de la cobertura vegetal: en la imagen aérea de 2009 se constata que la cobertura vegetal densa (>50%)

recubrimiento) supera el 50% del ámbito sedimentario eólico meridional, mientras que las arenas móviles ocupan menos del 1% de la superficie de ese ámbito. Una parte ha desaparecido por la edificación y otra ha sido estabilizada por la vegetación.

La aparición de nuevos usos, relacionados con el turismo, ha alterado la dinámica sedimentaria eólica (por removilización), si bien de forma más localizada. Entre las prácticas asociadas a esta actividad destacan la extracción de áridos para la construcción o la apertura de pistas de tierra para el uso de vehículos a motor, actividades que en la actualidad se encuentran en proceso de regulación.

En la Fig. 3 se esquematiza la evolución de los usos, así como la presión relativa que debieron ejercer sobre la vegetación de la isla y, por ello, sobre la dinámica de los sedimentos.



FIGURA 3. Evolución de los usos del suelo y de la presión relativa sobre la vegetación entre 1730 y 2012.

#### CONCLUSIONES

Existe una vinculación muy estrecha entre los usos del suelo que se han desarrollado en La Graciosa y la estabilidad o inestabilidad de sus mantos eólicos. Se diferencian seis etapas en la ocupación de la isla y, por tanto, en el desarrollo de usos, que han condicionado la dinámica de las arenas a lo largo de su historia.

La estabilidad sedimentaria fue siempre entendida como una prioridad por parte de las autoridades locales, llegando a legislarse contra la tala de arbustos. De ese modo, se evita la removilización de los sedimentos arenosos y, con ello, la invasión de las zonas de pastos y de cultivos por parte de las arenas eolizadas.

Las actividades que parecen haber tenido mayor repercusión en la inestabilidad de las arenas son las relacionadas con el aprovechamiento de la cobertura vegetal, como la extracción de leña para los hogares, los hornos para hacer el pan y los hornos de cal, así como la presión del ganado sobre los pastos. Todos estos procesos experimentan variaciones en su grado de intensidad dependiendo de las distintas coyunturas históricas. La extracción de otras especies vegetales para uso doméstico o para las techumbres de las casas, pueden haber tenido también cierta incidencia en algunas etapas. En las últimas décadas ciertas actividades relacionadas con el desarrollo turístico suponen nuevas vías de alteración de la dinámica sedimentaria eólica.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto CSO2010-18150 del Plan Nacional de I+D+i, cofinanciado con fondos FEDER. Ha sido realizado gracias a un contrato del Organismo Autónomo Parques Nacionales (Centro "isla de La Graciosa") del MAGRAMA. L. García y A. Santana desarrollan su investigación dentro del Programa Propio de la ULPGC. Agradecemos a los vecinos de La Graciosa sus testimonios, especialmente a M<sup>a</sup> Ángeles Hernández, M<sup>a</sup> Ángeles Toledo, Claudio Betancor, Roque Hernández y de forma muy especial a Ginés Díaz Pallarés.

- Cabrera, G. (1997): Los hombres y las mujeres de la mar (La Graciosa). Centro de la Cultura Popular Canaria. Santa Cruz de Tenerife.
- De la Nuez, J., Quesada, M.L. y Alonso J.J. (1997): Los volcanes de los islotes al norte de Lanzarote. Fundación César Manrique, Arrecife. Lanzarote.
- González, F.J., Morín, P., Acosta, J.E. (1996): La Graciosa. Estudio histórico y geográfico. Centro de la Cultura Popular Canaria, Santa Cruz de Tenerife.
- INE (2013): Instituto Nacional de estadística. Gobierno de España. Disponible en: http://www.ine.es/ (consulta: 20-02-2013).
- Jackson, M.L. y Nordstrom, K.L. (2011): Aeolian sediment transport and landforms in managed coastal systems: a review. *Aeolian Research*, 3 (2): 181-196.
- McAllister, L.S. (2008): Reconstructing historical riparian conditions of two river basins in eastern Oregon, USA. *Environmental Management*, 42: 412-425.
- Meco, J., Ballester, J., Betancout, J.F., Cilleros, A., Scaillet, S., Guillou, H., Carracerdo, J.C., Lomoschitz, A., Petit-Maire, N., Ramos, A.J.C., Perera, N., y Meco, J.M. (2006): *Paleoclimatología del Neógeno en las islas Canarias*. Ministerio de Medio Ambiente y ULPGC.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Yanes, Y., Castillo, C., De La Nuez, J., Ibáñez, M. y Alonso, M.R. (2006): Climatic cycles inferred from the aminostratigraphy and aminochronology of Quaternary dunes and palaeosols from the eastern islands of the Canary Archipelago. *Journal of Quaternary Science*, 21: 287-306.
- Santana-Cordero, A., Monteiro-Quintana, M.L. y Hernández-Calvento, L. (2012): Reconstrucción histórica de los usos del suelo en el desaparecido sistema de dunas de Guanarteme (Gran Canaria, islas Canarias), clave para entender su dinámica espacio-temporal. En: *I Congreso iberoamericano de GIAL* (J.M. Barragán, ed.). Universidad de Cádiz, Cádiz. Comunicaciones: 854-862.
- Sloan, S. (2008): Oral History and Hurricane Katrine: reflections on shouts and silences. *The Oral History Review*, 35: 176-186.

# Alteraciones asociadas a factores antrópicos (1956-2007) en los sistemas playa-duna de Menorca

## Alterations associated with human factors (1956-2007) on the beach-dune systems in Menorca

## F. X Roig-Munar<sup>1</sup>, J.Á. Martín-Prieto<sup>2</sup>, G.X. Pons<sup>2</sup>, A. Rodríguez-Perea<sup>2</sup>, M. Mir-Gual<sup>2</sup> y B. Gelabert<sup>2</sup>

1 QU4TRE, Consultoría Ambiental. C/ Carritxaret, 18-6. Es Migjorn Gran (Menorca). www.quatreconsultors.com (e-mail: xiscoroig@gmail.com).
2 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universitat de les Illes Balears 07122 Palma de Mallorca (Islas Baleares). Grupo de Investigación BIOGEOMED. guillemx.pons@uib.es

**Resumen:** Se analizan las alteraciones entre los sistemas playa y los *foredunes* en tres sistemas dunares de Menorca (Islas Baleares) durante el período 1956-2007. Los resultados obtenidos se relacionan con las influencias antrópicas que se han sucedido históricamente sobre cada uno de los sistemas analizados. Para evaluar dicho análisis, se han utilizado fotografías aéreas seriadas desde el año 1956 al 2007. Gracias a ello, ha sido posible definir la evolución del sistema playa-duna y la importancia de la gestión sobre uno de los sectores claves en la estabilidad del conjunto del ecosistema, las morfologías foredune.

Palabras clave: Menorca, ecosistema playa-duna, gestión ambiental, foredune.

**Abstract:** We analyze the changes between the beach and the foredune systems in three dune systems of Menorca (Balearic Islands) during the period 1956-2007. The results obtained are related to anthropogenic influences that have historically given on each of the systems analyzed. To evaluate this analysis we have used aerial photographs serials since 1956 to 2007. Therefore has been possible to define the evolution of the beach-dune system and the importance of the management of this key area in the stability of the ecosystem, foredune morphologies.

Key words: Menorca, beach-dune ecosystem, environmental management, foredune.

## INTRODUCCIÓN

La interacción de los factores ambientales en los ámbitos litorales determina una gran variedad de procesos que hace de estos espacios áreas de elevada fragilidad ambiental. La actividad turística de las islas Baleares se centra en la demanda de sol y playa, por lo que estas actividades, desarrolladas sobre áreas costeras y la continua ocupación del litoral, han dado lugar a procesos de degradación, de forma muy especial en los sistemas playa-duna.

Estos sistemas presentan fragilidad en su conjunto, va que pequeñas alteraciones y/o modificaciones pueden romper su equilibrio natural en cada uno de sus ámbitos afectando al conjunto del sistema. Esta fragilidad ha comportado que los sistemas ubicados en zonas turísticas hayan sufrido procesos de modificación, regresión, y en los peores casos la desaparición. A partir de la década de los 70 los sistemas fueron entendidos como un anexo a los espacios turísticos, obviando sus características geoambientales y las funciones de reserva sedimentológica de sus morfologías dunares (Schmitt, 1994). La instalación de servicios de playa sobre las morfologías dunares ha contribuido a la generación de morfologías erosivas (Mir-Gual y Pons, 2011). Estos procesos de alteración y degradación, a los que Hesp

(2002) clasificó desde el punto de vista morfoecológico, ejemplifican los estadios de estabilidad, de erosión y su posible recuperación. Los sistemas dunares responden a factores geoambientales, que actúan directamente sobre ellos, condicionados a factores externos, donde las zonas más afectadas por este tipo de impactos son las de mayor uso, zonas de playa y foredune, y será el estado de estas morfologías delanteras las que contribuirán a la estabilización o degradación del sistema en todo su conjunto (Hesp, 2002; Martín-Prieto et al., 2008).

## HIPOTESIS Y OBJETIVOS

De acuerdo con los resultados de la evolución espacio temporal de los sistemas dunares de Menorca, basados en variables de estado y gestión (Roig-Munar et al., 2012), se analiza esta variabilidad mediante el análisis cartográfico espacio-temporal de diferentes sistemas dunares representativos de Menorca. Se parte de la hipótesis planteada por Martín-Prieto et al. (2008) y Roig-Munar et al. (2012), que relacionan la erosión del sistema playa-duna con la frecuentación y gestión, en especial en su sector de línea de costa y foredunes. Los objetivos planteados se resumen en el análisis de la evolución de la línea de costa y su relación con las superficies de playa y foredunes.

## METODOLOGÍA

Se observa la línea de costa en períodos superiores a los 10 años para realizar un diagnóstico sobre el comportamiento evolutivo de la línea de costa (Fraile y Ojeda, 2007). Se ha utilizado la cartografía 1:5000 con fotografía vertical para el cálculo de tasas de erosión litoral (Ojeda, 2000; Vizcaíno, 2001). Se toman las unidades de estudio de s'Olla, Son Bou y cala Trebalúger, las cuales representan diferentes tipologías de playa basadas en la clasificación de (Roig-Munar et al., 2005) (Fig. 1).



FIGURA 1. Mapa de situación de los tres sistemas dunares analizados en la isla de Menorca:s'Olla, cala Trebalúger y Son Bou.

La elección se ha basado en:

- a.- Presentan diferentes grados de uso y frecuentación, y
- b.- Las gestiones realizadas son diferentes en cada sistema dunar en función de su clasificación.

Se han tomado como referencia los fotogramas correspondientes a los años 1956, 1973, 1975, 1979, 1990, 2001, 2006 y 2007 para su restitución fotogramétrica a partir de la aplicación de Digital Shoreline Analysis System (Thieler et al., 2003).

#### RESULTADOS

Se han clasificado las playas en tres tipologías:

- Tipo A: playas urbanas, situadas junto a los núcleos urbanos, con un buen acceso y presencia de los servicios situados en la playa.
- Tipo B: playas seminaturales, ubicadas en zonas protegidas con un buen acceso, tanto a pie como en coche, y no muy lejos de las carreteras. Este tipo de playas no cuenta con servicios turísticos en la playa y muestra altas tasas de frecuentación.

 Tipo C: playas vírgenes, que no cuenta con acceso rodado y están situadas lejos de cualquier carretera o núcleo urbano.

#### S'Olla

Es un sistema de tipología A. Se ha analizado la evolución de línea de costa foredune. El sistema playaduna presenta equilibrio en 1956. Se pueden diferenciar dos tendencias: del 1956 a 2001 y 2001 a 2007, correspondientes a diferentes etapas de gestión de la playa-duna. Después del análisis fotogramétrico se puede destacar que:

- Entre 1956-2001, se realiza una explotación de la playa sin tener presente los valores geoambientales de la misma ni la fragilidad del conjunto del sistema. Como resultado, se ha observado el retroceso de la línea de costa y foredunes, llegando a valores degenerativos de foredune, que reactivan los procesos erosivos hacia el interior del sistema. Por tanto, hay una ganancia de playa en detrimento del sistema delantero, generando la reactivación de procesos en el interior del sistema semiestabilizado.
- Entre 2001-2007, se aplican medidas de gestión que priorizan el sistema *versus* la gestión de la demanda, induciendo de forma positiva sobre el sector playa-duna y recuperando de forma gradual la funcionalidad de las foredunes.

#### Cala Trebalúger

Es un sistema de tipología C, una cala virgen sin servicios, de acceso peatonal (Fig. 2). La plava ocupa una superficie de aproximadamente  $4.500 \text{ m}^2 \text{ y}$  se extiende en un frente dunar de 150 m de longitud con una amplitud variable (en torno a los 40 m). Se trata de un ambiente con presencia habitual de bermas vegetales de Posidonia oceanica. En los extremos de la playa, se observan depósitos fósiles de eolianitas, que presentan unas tonalidades anaranjadas. Las morfologías delanteras presentan un cordón continuo, ocupando una superficie aproximada de 18.000 m<sup>2</sup>. Este campo de dunas delanteras se encuentra bien delimitado por la playa y sus paredes laterales de la cala. Solo presenta un rompiente del sistema dunar en su vertiente occidental por la salida natural del torrente del barranco de Trebalúger, con agua durante todo el año. Esta ruptura, tan clara y constante, parece que no siempre se ha producido en el mismo punto. Éste y otros sistemas dunares de Menorca han sido estabilizados con la siembra de pinos (Pinus halepensis), en este caso en el tramo final del sistema. El cordón dunar presenta una escasa potencia, inferior a 1,3 m, y no se han detectado morfologías erosivas incipientes o consolidadas en su frente dunar, considerando su estado, según Hesp (2002), como estadio 1.

Se parte de una situación inicial, 1956 de naturalidad, con morfologías delanteras bien definidas. Entre 1956 y 2007, la relación entre línea de costa y foredune es constante. A lo largo del análisis no se destacan períodos regresivos, posiblemente al tratarse de un espacio de acceso peatonal y sin servicios, y al no aplicarse de gestiones de tipo urbano.

Los resultados obtenidos en la cartografía se ajustan a los resultados obtenidos mediante las variables útiles de gestión, presentando estabilidad del sistema, favorecido por una escasa intervención antrópica.

#### Son Bou

A nivel de gestión el sistema, ha sido clasificado como A y B (Roig-Munar et al., 2005). Son Bou es la playa de mayor longitud de Menorca, con unos 2,5 km, conformando una restinga dunar que cierra un extenso *Prat* o albufera relicta de 7,3 km<sup>3</sup>. Hoy en día, la albufera desagua de forma artificial por el extremo

occidental de la playa. Desde el punto de vista antrópico, se podría sectorizar en una parte más oriental, que sufre una mayor frecuentación, debido a la presencia de estacionamientos regulados y la cercanía de dos hoteles y residencias; mientras que la parte occidental conserva las características de una playa virgen.

El análisis realizado demuestra que la línea de costa presenta cierta estabilidad a lo largo del período analizado, mientras que la relación de basculamiento entre playa y morfologías de foredune presenta desajustes puntuales atribuibles a salidas naturales de la zona húmeda, especialmente en el sector definido como A, y atribuibles a la presión de frecuentación y mala gestión, que han generado procesos erosivos de los frentes dunares y su relación con la línea de costa. Son destacables los balances sedimentarios atribuibles a medidas de gestión sostenibles que han favorecido la estabilidad de los taludes erosivos de frentes dunares en el conjunto del sistema.



FIGURA 2. Evolución de la línea de costa y situación de los foredunes de los tres sistemas playa-duna analizados en Menorca. De izquierda a derecha Son Bou, s'Olla y cala Trebelúger. Las gráficas indican la relación entre la línea de costa y la foredune, es decir, a mayores procesos erosivos, mayor es la distancia. Por ejemplo, en s'Olla, a medida que nos acercamos desde 1956, aumenta la distancia entre ambas, lo que significa una mayor erosión.

Se puede apreciar la evolución en la relación línea de costa foredune de un sistema expuesto a diferentes medidas de gestión y frecuentación. La evolución de las morfologías delanteras permite definir la relación entre las medidas de gestión y las pautas de uso del sistema. El equilibrio del sistema se quedó truncado en el período de 1990, atribuible a causas de tipo antrópico, asociado a nueva urbanización. Este sistema, clasificado como A y B, permite el análisis de la unidad en conjunto sometida a una evolución diferencial debido a su planificación, gestión y uso.

## CONCLUSIONES

A título de conclusiones, se puede afirmar que el sistema de análisis espacio temporal fotogramétrico, y el del uso de variables son válidos para determinar los comportamientos morfológicos de los sistemas playaduna asociados a su uso y gestión. El análisis espaciotiempo permite establecer una buena correlación entre los avances y retrocesos de la playa y las formas dunares delanteras, ya que esta relación se mantiene entre diferentes unidades analizadas que presentan similitudes morfológicas, con diferentes pautas de uso y gestión.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha visto beneficiado del proyecto de investigación CGL2010-18616 del ministerio de Educación y Cultura, así como de la *Direcció General d'Universitats, Recerca i Transferència de Coneixement* del Gobierno de las Islas Baleares con fondos FEDER para grupos de investigación competitivos (grupo de investigación BIOGEOMED), además de una beca de investigación FPI otorgada por el Gobierno de las Islas Baleares a Miquel Mir Gual.

#### REFERENCIAS

Fraile, P. y Ojeda, J. (2007): La evolución de la línea de costa de la fachada atlántica andaluza entre 1956 y 2004. En: *Investigaciones recientes (2005-2007) en Geomorfología Litoral* (Gómez-Pujol, Ll. y Fornós, J.J. eds.), UIB-IMEDEA-SHNB-SEG. Comunicaciones: 55-60.

- Hesp, P. (2002): Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245-268.
- Martín-Prieto, J.A., Roig-Munar, F.X., Pons, G.X. y Rodríguez-Perea, A. (2008): Análisis de las variaciones de la línea de costa en sistemas playa-duna de Mallorca (Illes Balears). En: *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008* (Benavente, J. y Gracia, F.J. eds.). Comunicaciones: 227-230.
- Mir-Gual, M y Pons, G. X. (2011): Coast sandy strip fragmentation of a protected zone in the N of Mallorca. *Journal Coastal Research SI*, 64(1): 1367-1371.
- Ojeda, J. (2000): Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias y propuesta. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 30: 103-118.
- Roig-Munar, F.X., Comas Lamarca, E., Rodríguez-Perea, A. y Martín Prieto, J.A (2005): Management of Beaches on the Island of Menorca (Balearic Islands): The Tension between Tourism and Conservation. *Journal Coastal Research, SI*, 49: 89-93.
- Roig-Munar, F.X., Pons, G.X., Martín-Prieto, J.A., Rodríguez-Perea, A., Mir-Gual, M. (2012): Análisis espacio-temporal (1956-2004) de los sistemas dunares de Menorca (Islas Baleares) mediante variables geoambientales de uso y gestión. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 58, 381-403.
- Schmitt, T. (1994): Degradació de la vegetació psamòfila litoral de Mallorca. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 37, 151-174.
- Thieler, E.R., Martin, D. y Ergul, A. (2003): The Digital Shoreline Analysis System, version 2.0: Shoreline change measurement software extension for ArcView. USGS Open-File Report, 03-076.
- Vizcaíno, A. (2001): *Erosión costera en Almería* (1957-1995). Instituto de Estudios Almerienses, Almería. 550 pp.

# El Pleistoceno superior de la zona de Tirant-Fornells (norte de Menorca, Illes Balears): un modelo de interacción eólica y aluvial

## The Upper Pleistocene of Tirant-Fornells (Northern Menorca, Balearic Islands): a model of aeolian and alluvial interaction

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

1 Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears (UIB). Ctra. de Valldemossa km 7,5 07122 Palma de Mallorca (Islas Baleares). xisco.pomar@uib.cat

2 SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System. ParcBit, Ctra. de Valldemossa km 7,4 07122 Palma de Mallorca (Islas Baleares)

**Resumen:** Se aborda la descripción sedimentológica y estratigráfica de los depósitos pleistocenos en un tramo de litoral comprendido entre cala Tirant y Fornells en el norte de Menorca. Se han descrito seis facies sedimentarias, compuestas mayoritariamente por calcarenitas y brechas, mediante las cuales se pueden identificar los diferentes procesos deposicionales caracterizados por la interacción entre deposición eólica, coluvial y aluvial, que resulta en una arquitectura estratigráfica compleja. Las dataciones por termoluminiscencia de los niveles eólicos y la presencia de un nivel de playa atribuible al Último Periodo Interglaciar, sitúan estos depósitos en el Pleistoceno Superior y se ha podido establecer una evolución paleoclimática de los últimos 125 ka. El análisis estratigráfico sugiere, que aunque el ambiente sedimentario fue dominado por los agentes y dinámicas aluviales-coluviales, la principal fuente de sedimentos fue un ambiente eólico costero.

Palabras clave: Eolianita, interacción fluvial-eólica, Pleistoceno superior, Menorca.

**Abstract:** This study deals with the sedimentary and stratigraphical description of coastal Pleistocene outcrops between cala Tirant and Fornells at Northern Menorca (Balearic Islands). Six sedimentary facies have been described composed mainly by calcarenites and breccias. Through these facies it can be identified the different depositional processes characterized by the interaction between aeolian, colluvial and alluvial deposition, which results in a complex stratigraphic architecture. Thermoluminescence datings of aeolian units and the presence of a beach level ascribable to the Last Interglacial Period suggests that the deposition of these deposits took place during the Upper Pleistocene. Stratigraphic analysis suggests a paleoclimatic evolution of the last 125 ka where the sedimentary environment was dominated by alluvial-colluvial dynamics that reworked coastal aeolian sediments.

Key words: Aeolianite, fluvial-aeolian interaction, Upper Pleistocene, Menorca.

## INTRODUCCIÓN

Los depósitos pleistocenos, caracterizados por la sucesión de ambientes sedimentarios marinos, eólicos y fluviales, han sido ampliamente descritos en la cuenca mediterránea (Cuerda, 1975, Andreucci et al., 2009; Pavelic et al., 2011; Rose et al., 1999; Zazo et al., 2003). Estos depósitos han sido estudiados en los últimos años con el objeto de establecer una evolución paleoclimática y la relación existente con las fluctuaciones del nivel marino (Andreucci et al., 2009; Fornós et al., 2009; Pavelic et al., 2011).

Las Islas Baleares constituyen un laboratorio natural de referencia en lo que se refiere a depósitos pleistocenos. Algunos de los trabajos de los últimos años (Fornós et al., 2009) ponen de manifiesto la variedad de depósitos pleistocenos presentes en las islas y su clara relación con los eventos paleoclimáticos registrados desde el último interglacial (en los últimos 125 ka). En este sentido, el presente trabajo aborda la descripción sedimentológica y estratigráfica de un importante afloramiento pleistoceno de la costa norte de Menorca, así como una aproximación a los procesos que actuaron en dicha costa durante el Pleistoceno Superior.

## ÁREA DE ESTUDIO Y MÉTODO

Los depósitos estudiados aparecen mencionados en los trabajos de Bourrouilh (1983) y Henningsen (1990), que los describen como importantes acumulaciones de "marés" –término local con el que se conoce a las calcarenitas de contenido bioclástico– que se interpretan como eolianitas. Henningsen (1990), distingue hasta tres niveles de dunas en la costa norte de Menorca. El afloramiento estudiado se correspondería con el nivel superior y más reciente descrito por dicho autor.



FIGURA 1. Localización del área de estudio.

El área de estudio se localiza en la costa norte de Menorca, en un tramo de costa situado entre las localidades de Fornells y cala Tirant (Fig. 1). Se trata de un tramo de costa rectilíneo orientado en dirección O-E de poco más de 1 km de longitud. Por el Este, limita con acantilados verticales de unos 25 m de altura, compuestos por materiales jurásicos y por el Oeste con cala Tirant. Los depósitos estudiados constituyen la totalidad de la costa, formando pequeños acantilados de hasta 7 m de altura y plataformas rocosas de anchura variable. En esta zona, desembocan nueve pequeñas cuencas fluviales con superficies que van desde 1 ha hasta no más de 14 ha. En la mayoría, se observa la desembocadura del curso fluvial encajado en los depósitos pleistocenos. Los relieves que delimitan las cuencas no superan los 100 m sobre el nivel del mar y están compuestos por materiales del Devónico, formados por estratos plegados de una potencia centimétrica e interpretados como turbiditas (Bourrouilh, 1983).

Se ha realizado un análisis sedimentológico y estratigráfico mediante la observación en el campo. Para el análisis estratigráfico, se ha procedido al levantamiento de columnas estratigráficas in situ, así como observaciones de las características del sedimento. A partir de las mismas, se han tomado muestras de los niveles más representativos cuyo análisis sedimentológico ha permitido clasificar los niveles en distintas facies. Además, se han datado mediante técnicas de termoluminiscencia en el Nordic Laboratory for Luminescence Dating de la Universidad de Aarhus (Dinamarca), dos niveles de eolianitas presentes en el área de estudio, localizados a 15 m sobre el nivel del mar.

#### RESULTADOS

A partir de las características texturales y de composición de los materiales presentes se han podido diferenciar seis facies sedimentarias (Fig. 2):

|   | FACIES | DESCRIPCIÓN  |
|---|--------|--|
|   | Shb    | Arenisca bioclástica.<br>Laminación horizontal.<br>Bioturbada por<br>vegetación. Fragmentos<br>de bivalvos.                          |
| 2 <u>0 m</u>  | Sx(t)  | Arenisca bioclástica.<br>Laminación cruzada.<br>Dispuesta rellenando<br>estructuras en forma de<br>canal.                            |
| 15 en   | Gmt    | Brecha masiva. Matriz<br>arenosa bioclástica.<br>Dispuesta rellenando<br>estructuras en forma de<br>canal.                           |
| and the second se | Sst    | Arenisca bioclástica.<br>Laminación horizontal,<br>cruzada de bajo ángulo<br>cambiando a laminación<br>cruzada en forma de<br>canal. |
| 19-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-   | Sm     | Arenisca bioclástica<br>masiva.  |
|   | Gmm    | Brecha masiva. Matriz<br>arena limosa. Cierta<br>imbricación de los<br>clastos.  |
|   | Gm     | Conglomerado masivo.<br>Matriz arenosa<br>bioclástica. Clastos<br>alargados y<br>heterométricos.                                     |

FIGURA 2. Síntesis de las facies observadas en el área de estudio. Nomenclatura de las facies: G=gravas; S=arenas; m=masivo, sin estructura clara; mm=masivo, clastos soportados por la matriz; s=estratificación cruzada de bajo ángulo; t=estratificación o estructuras en forma de canal; x=estratificación cruzada; h=estratificación o laminación horizontal; b=bioturbación por vegetación.

#### Facies Gm

Conglomerados en capas de unos 20 cm de potencia compuestos mayoritariamente por clastos redondeados y heterométricos con cierta tendencia a ser alargados por su eje mayor de 10-20 cm. Matriz compuesta por arenas bioclásticas bien clasificadas con tamaño de grano medio de 0,5 mm y color 10YR 7/6.

#### Facies Gmm

Brecha en capas de unos 80 cm de potencia, compuesta por clastos angulosos con un tamaño medio de 10 cm. Muestran cierta imbricación. La matriz está compuesta por arenas bien clasificadas con alto contenido bioclástico, tamaño de grano medio de 0,25 mm, presencia de limos y color 10YR 7/4.

#### Facies Sm / Sst

(Sm) Areniscas en niveles de 1-1,7 m de potencia de aspecto masivo compuesta por arenas bioclásticas bien clasificadas con un tamaño de grano medio de 0,62

Geo-Temas 14 ISSN 1576-5172

mm. Aparecen algunos clastos flotando de manera aislada hacia su base con un tamaño medio de 3-5 cm. (*Sst*) Los niveles superiores de esta facies de 0,4-1 m de potencia aparecen con ciertas estructuras laminares de 1-2 cm de potencia dispuestas subhorizontalmente, que pueden cambiar a laminaciones cruzadas de bajo ángulo y cruzadas en forma de pequeño canal. El color de esta unidad es 10YR 8/4.

#### Facies Gmt

Brecha en capas de 0,5-1,6 m de potencia compuesta por clastos angulosos heterométricos con un tamaño medio de 5-8 cm. Matriz compuesta por arenas bioclásticas bien clasificadas de 0,6 mm de tamaño de grano medio y color 10YR 8/4. Esta facies se presenta dispuesta en forma de canales de 257 cm de anchura media y 86 cm de profundidad media. La dirección de drenaje media es de 10° N.

#### Facies Sx (t)

Arenisca en capas de 0,9-1,4 m de potencia, compuesta por arenas bioclásticas bien clasificadas de 0,4 mm de tamaño de grano medio y color 10YR 8/4. Muestra estructuras de laminación cruzada con láminas de 2-5 cm de potencia. El buzamiento medio de las láminas es de 190°/34°E. Esta facies se encuentra en contacto con superficies erosivas en forma de canal.

### Facies Shb

Niveles de arenas bioclásticas bien clasificadas de tamaño de grano medio 0,36 mm, color 10YR 7/4 y una potencia de 20-40 cm. Aparecen algunos clastos angulosos aislados de no más de 3 cm de tamaño medio. Se observan estructuras de láminas horizontales de 0,5-1 cm de potencia que cambian a láminas en forma de pequeño canal. Algunas láminas muestran cierta presencia de limos. Toda la unidad se muestra bioturbada por vegetación. Presencia de algunos fragmentos de bivalvos.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Los resultados del análisis sedimentológico y estratigráfico ponen de manifiesto una deposición típica de abanico aluvial (Miall, 1996), caracterizada por la presencia de abundantes estructuras sedimentarias como son laminaciones horizontales, cruzadas de bajo ángulo y abundante presencia de paleocanales. La compleja arquitectura estratigráfica, con la superposición de las diversas facies, permite seguir la evolución de los abanicos aluviales (Fig. 3). El nivel de facies Gm situado en la base del depósito sugiere una deposición marina. Esta facies aflora por debajo de la playa actual y es observable localmente hasta 1,5 m sobre el nivel del mar. Las facies Gmm indican, debido a la angulosidad de los clastos, una deposición coluvial con muy poco transporte. Las facies Sm / Sst muestran estructuras de deposición aluvial y se disponen en contacto erosivo sobre las facies Gmm, produciendo su desaparición total en dirección hacia la línea de costa. Su aspecto es de una

sola unidad con ciertas variaciones de estructura en su parte superior, pero hacia la costa, el techo (*Sst*) muestra un cambio más claro de estructura e incluso se dispone en contacto erosivo sobre la parte inferior.



FIGURA 3. Columna estratigráfica sintética de los niveles de facies estudiados. Muestra la arquitectura de las diferentes unidades.

(Sm). A continuación, las facies Gmt dispuestas en contacto erosivo sobre facies *Sst*, muestran estructuras de paleocanales bien desarrollados. La unidad se presenta en forma de cuña, incrementando su potencia hacia la costa y llegando a erosionar completamente los niveles subvacentes. Las facies Sx(t) corresponden a eolianitas rellenando paleocanales. Finalmente, las facies Shb corresponden a los niveles superiores del depósito y se disponen en contacto erosivo sobre las facies  $Gmt \neq Sx(t)$ . Muestran estructuras de laminación horizontal atribuidas a deposición aluvial. Este nivel se presenta fuertemente bioturbado, indicando una mayor colonización por vegetación. Por otra parte, el análisis sedimentológico muestra cómo el tamaño de grano medio del depósito estudiado se sitúa en el rango de las arenas medias bien clasificadas. Adicionalmente, las observaciones preliminares mediante lupa binocular muestran una composición mayoritaria bioclástica. Todo ello indica la procedencia marina del sedimento. Los clastos presentes en los niveles de brecha y conglomerado proceden de la erosión del basamento devónico. Destaca la elevada presencia de clastos en los niveles basales y superiores y, prácticamente, la desaparición total en niveles medios (Fig. 3).

Durante el Pleistoceno se suceden diversos periodos de ascenso y descenso del nivel marino, relacionado con cambios climáticos que permiten realizar una interpretación paleoclimática. Los periodos de clima árido y frío coinciden con niveles marinos bajos, mientras que los periodos de clima cálido y húmedo con niveles marinos iguales o más elevados que el actual (Rose et al., 1999; Zazo, 1999). La presencia de

un nivel de conglomerado en la base, que puede ser atribuido a deposición marina y está situado hasta  $\pm 1,5$ m sobre el nivel del mar, concuerda con los registros marinos conocidos del Pleistoceno Superior. Durante el último periodo interglaciar, el nivel marino en el Mediterráneo occidental se situó a  $\pm$  3 m en el MIS 5e  $y \pm 1$  m en el MIS 5a sobre el nivel actual (Dorale et al., 2010). Por otra parte, los periodos de clima frío provocan la exposición de grandes superficies arenosas sobre la plataforma, debido al descenso del nivel marino que facilita el transporte eólico en dirección hacia la costa (Andreucci et al., 2009; Fornós et al., 2009). En este sentido, las primeras dataciones realizadas en eolianitas del área de estudio, situadas en vertientes de las cuencas, sitúan la deposición entre 56  $\pm$  8 ka y 36  $\pm$ 5 ka (Tabla I). Además, el buzamiento de las láminas de estos depósitos, así como también los niveles Sx(t), muestran una dirección de procedencia NO. De esta manera, se puede concluir que durante el último periodo glacial esta costa sufrió, al menos, dos periodos de acumulación eólica que cubrieron las zonas más deprimidas de la vertiente septentrional con depósitos eólicos.

|         | Dose, |     |                  | Edad, |
|---------|-------|-----|------------------|-------|
| Muestra | Gy    | (n) | Dose rate, Gy/ka | ka    |
| TP7     | 45±3  | 16  | 0,80±0,10        | 56±8  |
| TP8     | 55±8  | 9   | 1,53±0,03        | 36±5  |

TABLA I. Dataciones mediante termoluminiscencia de los niveles de eolianita del área de estudio.

situación de estos La depósitos en la desembocadura de cuencas fluviales y las características sedimentológicas y estratigráficas de las diferentes unidades hacen posible concluir que, contrariamente a lo que se había interpretado hasta el momento, la deposición de estos cuerpos sedimentarios no es de origen eólico sino aluvial. Aun así, el origen del sedimento es marino, lo que sugiere el desmantelamiento y posterior reciclado, por parte de los cursos fluviales, del sedimento de las dunas que avanzaban hacia el interior de las cuencas. La sucesión de estructuras sedimentarias observadas, así como la localización del afloramiento adosado a los relieves muestran la evolución del abanico aluvial en su zona proximal (Fig. 3). Dicha evolución se inicia con un período de interacción entre procesos de sedimentación marina y coluvial. El descenso del nivel marino favorece los procesos coluviales, dando lugar al depósito de brecha en la base. Dicho depósito muestra, hacia su parte superior, mayor presencia de arena en la matriz, indicando así el inicio del avance de dunas hacia tierra. A continuación, arranca la construcción del abanico mediante el desmantelamiento de las dunas que continúan avanzando hacia el interior de las cuencas. La incisión de canales indica un nuevo período de cambios en el nivel de base o, por otra parte, menor disponibilidad de sedimento que resulta en unas corrientes fluviales más erosivas (Harvey, 2012). En estos niveles, la presencia de clastos

aumenta ya que probablemente las cuencas disponen de menor cantidad de arena eólica para transportar. Finalmente, hay un nuevo aporte sedimentario eólico, registrado por las eolianitas conservadas dentro de paleocanales, que posibilita un nuevo período de agradación del abanico aluvial.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente estudio ha sido realizado gracias a la financiación del programa FPI-MICINN y forma parte del proyecto de investigación financiado por el MICINN (MINECO) CGL2010-18616.

- Andreucci, S., Clemmensen, L.B., Murray, A.S. y Pascucci, V. (2009): Middle to late Pleistocene coastal deposits of Alghero, northwest Sardinia (Italy): Chronology and evolution. *Quaternary International*, 222: 3-16.
- Bourrouilh, R. (1983): Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del nordeste de Mallorca (Baleares). Memoria IGME, 99. Madrid. 672 p.
- Cuerda, J. (1975): *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Conselleria de Cultura, Educació i Esports. Dir. Gral. de Cultura. Govern Balear. Palma de Mallorca, 310 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.
- Harvey, A.M. (2012): The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37: 64-76.
- Henningsen, D. (1990): Quartäre kalkige Äolianite von N-Menorca (Balearen, westliches Mittelmeer). *Eiszeitalter und Gegenwart*, 40: 120-125.
- Miall, A.D. (1996): The Geology of Fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer, 582 p.
- 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.
- 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* (Brown, A.G. y Quine, T.A., eds). John Wiley and Sons, 91-102.
- Zazo, C. (1999): Interglacial sea levels. *Quaternary International*, 55: 101-113.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Soler, V. (2003): Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate change. *Marine Geology*, 194: 103-133.

# Caracterización morfométrica de los cantos en la playa de San Felipe, Gran Canaria

## Morphometric characterization of pebbles in San Felipe beach, Gran Canaria

## M. Casamayor<sup>1</sup>, I. Alonso<sup>1</sup> y J. Mangas<sup>1</sup>

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

**Resumen:** Este trabajo describe las principales características morfológicas y composicionales de 200 cantos recogidos en la playa de San Felipe, en la costa norte de Gran Canaria. Los cantos analizados se han clasificado según su naturaleza en dos tipos de rocas, félsicas y máficas, lo cual depende tanto de los materiales que delimitan la playa como de los aportes del barranco de San Felipe que desemboca en esta misma playa. Las densidades medias obtenidas son de 2,6 g/cm<sup>3</sup>, para los materiales félsicos y 3,0 g/cm<sup>3</sup>, para los máficos. En función de la clasificación de Zingg, las formas predominantes son la tabular u oblada, equidimensional y alargada. El área de estudio presenta una distribución uniforme, respecto a la morfología y composición de los cantos, lo que es debido al oleaje incidente. Sin embargo, existe una pequeña diferenciación entre la zona oriental y occidental, que puede ser originada por la presencia de una deriva de playa este-oeste.

Palabras clave: playa mixta, densidad, morfología, composición, oleaje

**Abstract:** This paper shows the main morphological and compositional characteristics of 200 pebbles and cobbles collected from San Felipe beach, on the north coast of Gran Canaria. According to its composition, the samples were classified into two main rock types: felsic and mafic. These two types depends both on the nature of the beach boundary outcrops and the supplies from San Felipe ravine which ends at the beach. The average densities obtained are 2.6 g/cm<sup>3</sup> for the felsic samples and 3.0 g/cm<sup>3</sup> for the mafic ones. The main forms are tabular, equant and prolate, following Zingg's classification. The study area has a uniform morphological and compositional distribution of the cobbles, due to the incident wave energy. However, there is a small difference between the eastern and western area, which is related to the presence of a westward longshore drift.

Key words: mixed beach, density, morphology, composition, waves

## INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se encuentra en la costa norte de la isla de Gran Canaria (Fig. 1). Tiene una longitud aproximada de 170 m, y se encuentra en el límite occidental de la playa de San Felipe, cuya longitud total es de 460 m. Los materiales presentes en la playa son arenas y cantos, aunque también se pueden encontrar grandes bloques redondeados.

#### Marco geológico

La playa de San Felipe es una playa mixta que está constituida mayoritariamente por cantos de tipo fonolítico y basáltico. Además, hay arenas finas de color negro, principalmente originadas por la erosión de los basaltos (Balcells y Barrera, 1990). Los cantos están distribuidos entre el supramareal y el intermareal, mientras que las arenas predominan en la zona submareal. En un contexto general, la playa se encuentra rodeada por depósitos coluviales y derrubios de laderas procedentes del acantilado que limita la playa por el sur. El extremo oeste está delimitado por una colada de lavas basálticas olivínico-piroxénicas, pertenecientes al ciclo del Roque Nublo, Plioceno, que se adentra en el mar. Asimismo, existen coladas fonolíticas del Mioceno.



FIGURA 1. Localización del área de estudio. Las líneas blancas representan la división de las seis zonas. A: por encima de la berma, B: por debajo de la berma, W: oeste, E:este, M: zona media.

Dichas coladas han sido erosionadas por el mar, dando lugar a la formación de rasas marinas, que en su gran mayoría están cubiertas por cultivos y núcleos poblacionales. En el sector oriental de la playa desemboca el barranco de San Felipe (también conocido como Calabozo), cuya longitud es de 8.600 m, con una desnivel máximo de 817 m (Menéndez *et al.*, 2008). El barranco discurre por distintos materiales donde destacan las lavas basálticas olivínicopiroxénicas y tefríticas (ciclo post Roque Nublo, Plioceno y Pleistoceno), así como lavas fonolíticas e ignimbritas del Mioceno Superior.

#### Régimen medio de oleaje y temporales

El oleaje dominante en el área de estudio procede del NNE. El valor medio de altura de ola significante es 1,67 m en verano y 1,17 m en invierno, mientras que el periodo de pico presenta una estacionalidad mucho más marcada, con valores medios de 8,06 s en verano y 9,84 s en invierno (Fig. 2). Sin embargo, de octubre hasta marzo es frecuente la presencia de temporales que generan alturas ola máxima superiores a 5 m. En el periodo comprendido entre 01/07/2010 y 31/07/2012 se registraron dos temporales: el primero tuvo lugar el 10/10/10, y alcanzó alturas de ola máxima de 6,1 m, valores de Tp = 14,16 s y dirección de aproximación 344°N. El segundo se presentó el 05/02/2012 y presentó valores de Hmax = 8,1 m, Tp = 9,34 s y dirección 41°N.



FIGURA 2. Valores medios diarios de altura de ola significante y período de pico desde julio de 2010 hasta julio 2012. La línea verde representa la media móvil con una ventana de 33 datos. Valores registrados en la boya Gran Canaria, situada al oeste del área de estudio (Datos cedidos por Puertos del Estado).

El objetivo de este trabajo es la caracterización morfométrica de los cantos de la playa de San Felipe, y las variaciones espaciales en forma, tamaño y composición que existen.

## METODOLOGÍA

El área de estudio se ha sectorizado en seis zonas, en función de la berma (arriba y abajo) y de la longitud (oeste, medio y este). Se tomaron 33 o 34 cantos distribuidos de forma aleatoria en cada una de estos sectores previamente establecidos. En total se recogieron 200 cantos cuyo peso oscilaba entre 82,3 y 2.836,76 g, siendo el peso medio de 450,6 g.

#### Composición

La composición básica de cada uno de los cantos fue determinada mediante análisis *a visu* con apoyo de una lupa de mano.

#### Morfología

La medición de los tres ejes (largo, l; intermedio, i y corto, c) se realizó mediante un pie de rey con precisión de 0,1 mm (Fig. 3a).

#### Densidad

El procedimiento establecido para el cálculo de la densidad está basado en el método descrito por Hughes (1963), cuya finalidad es obtener la densidad de los cantos a través de la pesada. Para ello, es necesario calcular la densidad del agua mediante picnómetros. Una vez hallada la densidad del agua, se realizan tres pesadas (Fig. 3b, c, d), con precisión de 0,01 g. En la primera se pesa el canto, previamente remojado en agua para colmatar los espacios vacuolares. La segunda consiste en enrasar con agua el vaso de precipitado, mientras que en la tercera se pesa el canto dentro del vaso y se enrasa con agua.



FIGURA 3. a) Medición de los ejes con un pié de rey. b) Primera pesada: canto. c) Segunda pesada: vaso enrasado de agua. d) Tercera pesada: vaso con el canto en su interior y enrasado con agua.

La pérdida de peso que experimenta el canto es igual al peso del agua desplazada, y conociendo la densidad del agua, se establece el volumen del agua desplazada, que a su vez es igual al volumen del canto. Es necesario adaptar la capacidad del vaso de precipitado en función del tamaño del canto, para mejorar la precisión de los resultados. Una vez conocido el volumen del canto la determinación de la densidad es automática a partir del peso de cada partícula. No se puede calcular la densidad de los tres cantos de mayor tamaño, dado que no pudo obtenerse el valor de la tercera pesada al superarse el límite de detección de la báscula (4,2 kg).

#### RESULTADOS

#### Composición

La Tabla Ι sintetiza las características composicionales observadas para el total de los 200 cantos analizados. Existen dos tipos de rocas, las félsicas y las máficas. Dentro de las félsicas destacan por su abundancia las fonolitas, con gran presencia en el área de estudio, que presentan un color gris verdoso muy característico. Por el contrario los basaltos son rocas máficas que tienen colores más oscuros. En los basaltos olivínicos se especifica el tipo de olivino, si se encuen-tra alterado (colores amarillentos) o fresco (colores verdosos), ya que en función de esta característica es posible establecer su edad aproximada. Los basaltos con olivinos alterados proceden del ciclo del Roque Nublo (Plioceno), mientras que los frescos pertenecen al ciclo post Roque Nublo (Plioceno y Pleistoceno).

| Tipo    | Categoría   | Cantidad |
|---------|---|----------|
| Foca    |   | 02       |
| Felsica | Fonolita  | 92       |
| Félsica | Fonolita con cristales de feldespato                                    | 3        |
| Félsica | Tefrita-fonolita  | 4        |
| Félsica | Tefrita-fonolita con cristales de feldespato                            | 1        |
| Félsica | Ignimbrita  | 2        |
| Máfica  | Basalto olivínico (olivino alterado o fresco)                           | 42       |
| Máfica  | Basalto olivínico (a o f) ligeramente vacuolar y vacuolar               | 4        |
| Máfica  | Basalto olivínico (a)- plagioclásico<br>con xenolitos de roca plutónica | 1        |
| Máfica  | Basalto olivínico (a o f)- piroxénico                                   | 31       |
| Máfica  | Basalto olivínico (a o f)- piroxénico ligeramente vacuolar y vacuolar   | 15       |
| Máfica  | Basalto olivínico (alterado) con zeolitas                               | 3        |
| Máfica  | Basalto olivínico-piroxénico-<br>plagioclásico                          | 1        |
| Máfica  | Basalto ligeramente vacuolar y afanítico                                | 1        |

TABLA I. Resumen de las principales características composicionales de los cantos. El olivino puede ser fresco (f) o alterado (a).

#### Morfología

Una de las técnicas de clasificación de cantos es el índice de Zingg (Zingg, 1935; citado por Curtiss *et al.*, 2009), basado en la representación de los índices de aplanamiento (eje corto/eje intermedio) *vs* elongación (eje intermedio/eje largo). La Fig. 4 muestra la representación gráfica del valor medio de los índices de aplanamiento y elonga-ción para cada uno de los seis sectores considerados.

#### Densidad

Los valores de densidad obtenidos muestran claramente dos intervalos muy bien definidos: el primero de 2,5 a 2,7 g/cm<sup>3</sup>, y el segundo de 2,8 a 3,0 g/cm<sup>3</sup>, correspondiendo a los dos tipos de rocas existentes en la playa, félsicas y máficas, respectivamente (Fig. 5).



FIGURA 4. Clasificación de Zingg para cada una de las subdivisiones del área de estudio. A: por encima de la berma, B: por debajo de la berma, W: oeste, E:este, M: zona media.



FIGURA 5. Representación del peso (g) frente al volumen (ml) de cada canto.

#### DISCUSIÓN

La naturaleza de los cantos que se encuentran en la playa depende fundamentalmente de los materiales de la cuenca del barranco de San Felipe. Los materiales más destacables son las lavas basálticas olivínicopiroxénicas y tefríticas (ciclo post Roque Nublo, Plioceno y Pleistoceno), lavas fonolíticas e ignimbritas (Mioceno superior), todos ellos presentes en las muestras analizadas. Los basaltos olivínicos y los olivínicos-piroxénicos pueden pertenecer a dos ciclos diferentes, al ciclo Roque Nublo y al post Roque Nublo. Los que poseen olivino alterado proceden de las lavas basálticas olivínico-piroxénicas que se encuentran en el extremo oeste de la playa, mientras los cantos con olivinos frescos proceden de las lavas olivínico-piroxénicas por las que discurre el barranco.

El índice de Zingg que presentan todos los cantos es bastante parecido, siendo la mayoría de ellos equidimensionales. No obstante, existen pequeñas diferencias cuando se realiza la media por áreas (Fig. 4). Dichas diferencias se pueden apreciar en las zonas situadas por encima de la berma del este y el oeste. Los cantos del oeste presentan valores mayores en elongación que en aplanamiento, mientras que para los del este es a la inversa. En consecuencia, los del oeste tienen formas más tabulares mientras que los del oeste son más alargados.

En cuanto a la relación entre el índice de Zingg y la composición de los cantos (Fig. 6) se observa el mismo patrón de homogeneidad que en la morfología. Todos los cantos corresponden a formas tabular, equidimensional y alargada, mientras que no hay ninguno que corresponda a formas laminares. Por otra parte, no hay ningún tipo de diferenciación entre partículas máficas y félsicas.



FIGURA 6. Clasificación de Zingg en función de la composición básica de cada uno de los cantos muestreados.

Esta homogeneidad, tanto de forma como de composición, puede ser debida al oleaje. En la playa de San Felipe, el oleaje dominante procede del NNE y por tanto incide de forma directa, lo que produce una distribución uniforme de los cantos.

La Tabla II muestra los valores medios para cada una de las zonas (este, centro y oeste) en las que se cogieron las muestras. A partir de esta tabla, es llamativa la tendencia a la disminución de volumen hacia el oeste, lo que podría ser indicativo de una cierta deriva litoral en ese sentido.

Además, dicha deriva permite explicar la presencia de los grandes bloques redondeados que hay en la zona más oriental del área de estudio, al tiempo que podría ser la responsable de la gradación morfológica observada en la Fig. 4.

|        | Peso (g) | Volumen<br>(ml) | Densidad<br>(g/cm <sup>3</sup> ) |
|--------|----------|-----------------|----------------------------------|
| Este   | 498,68   | 171,36          | 2,80                             |
| Centro | 401,64   | 150,09          | 2,67                             |
| Oeste  | 451,57   | 140,18          | 2,80                             |

TABLA II. Valores medios del peso, volumen y densidad para las tres zonas de la playa. Nótese que cada zona engloba las muestras situadas arriba y debajo de la berma.

La relación entre el peso (g) y el volumen (ml) es claramente diferente para los dos tipos de cantos predominantes en el área de estudio (Fig. 5). Los máficos pesan más y tienen volúmenes más pequeños. Mientras que los félsicos presentan mayores volúmenes y menores pesos. Esta relación es fuerte para ambos casos, presentando un coeficiente de determinación de 0,999, para las félsicas, y de 0,993, para las máficas. La densidad media de estos dos tipos de rocas es de 2,59 y 3,00 para las partículas félsicas y máficas respectivamente.

#### CONCLUSIONES

En la playa de San Felipe, fundamentalmente, existen dos tipos de cantos, félsicos y máficos, cuya composición se explica por la naturaleza de los materiales que se encuentran en la misma playa, y por los que discurren en el barranco de San Felipe. Estos dos tipos de rocas tienen densidades medias de 2,6 g/cm<sup>3</sup> y 3,0 g/cm<sup>3</sup>, respectivamente.

El área de estudio presenta una distribución uniforme, respecto a la morfología y composición de los cantos, con una pequeña diferenciación entre la zona oriental y occidental, que puede ser debida a la presencia de una cierta deriva litoral hacia el oeste.

- Curtiss, G.M., Osborne, P.D., Horner-Devine, A.R. (2009): Seasonal patterns of coarse sediment transport on a mixed sand and gravel beach due to vessel wakes, wind waves, and tidal currents. *Marine Geology*, 259: 73-85.
- Hughes, R.J. (1963): A method of comparing volume measurements on pebbles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 3: 609-615.
- Balcells, R., Barrera, J.L. ITGE (1990): Mapa Geológico de España 1:25.000, hoja 1101-III-IV (Arucas). ITGE, Madrid.
- Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H., Scaillet, S. (2008): Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 102: 189-203.
- Zingg, T. (1935): Beiträge zur Schotteranalyse. Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen, 15: 39-140.

# Comportamiento morfodinámico diferencial de dos tramos de una playa urbana (La Victoria, Cádiz)

## Short term morphodynamic differences at two sections of an urban beach (Victoria Beach, Cadiz)

## C. Valenzuela<sup>1</sup>, T.A. Plomaritis<sup>1</sup>, J. Benavente<sup>1</sup> y M. Puig<sup>1</sup>

1 Universidad de Cádiz. Departamento de Ciencias de la Tierra, Polígono Río San Pedro S/N. Puerto Real, Cádiz, España. 11510. javier.benavente@uca.es

**Resumen:** El presente trabajo tiene como finalidad el estudio de comportamiento diferencial de dos tramos de una misma playa urbana, Zona de Cortadura (ZC) y Zona central (ZPV), en la playa de la Victoria (Cádiz). Se ha realizado un seguimiento temporal entre los meses de febrero y octubre de 2012, utilizando diferentes técnicas: levantamientos topográficos, estudios granulométricos y análisis de oleaje, complementado con la instalación de correntímetros y sensores de oleaje. La playa presenta una morfología típica intermedia con la presencia de un sistema de barras de *swash*. Durante el seguimiento, el oleaje ha sido poco energético, observándose exclusivamente condiciones de temporal en los meses de abril/mayo y a finales de verano de 2012. La ZPV se ha mantenido en equilibrio a lo largo del año, con presencia de la berma y un volumen constante. Por otro lado, la ZC ha desarrollado un perfil más disipativo sin berma, pero con un incremento en el volumen a lo largo del seguimiento. Los resultados concluyen que, aún teniendo características similares, ambas zonas presentan procesos refracción/difracción del oleaje, diferenciando la energía de ola incidente en cada zona.

Palabras clave: playa, dinámica litoral, morfodinámica, Bahía de Cádiz.

**Abstract:** The present study aims to define the sort-term morphological changes at two sections of an urban beach, Cortadura Zone (ZC) and Victoria Zone (ZPV), Victoria Beach in Cadiz. Data collections spans from February to October 2012 using different techniques: topographic survey, granulometry and wave analysis, deploying current meter and pressure transducer. Topographic surveys were conducted almost every spring tide, while granulometric samples were collected seasonally. This beach showed a typical intermediate morphology state, with a system of swash bars. The wave climate was mild during the analysed period, where storm conditions were only observed in April/May and the end of the summer (2012). ZPV was found to be in equilibrium throughout the year since the berm was present and the sand volume constant. On the other hand, ZC showed some beach volume increased during the period of analysis. The results obtained characterise two similar areas, although with different recovery processes. The main difference lays on the fact that the waves and bathymetry interact and trigger processes like refraction and diffraction differentiating the nearshore wave climate at each area of Victoria beach.

Key words: beach, littoral dynamics, morphodynamics, Cadiz Bay.

### INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se centra en la playa de La Victoria, la cual se encuentra en la costa Sur Atlántica española (Fig. 1). Su longitud varía entre los 2,5 y 3,5 km, con una pendiente del 6% y una anchura en bajamar en torno a los 200 m. Posee una arena de tipo media-fina y se considera una playa de tipo disipativa. La playa de La Victoria ha sufrido varias regeneraciones en los últimos veinte años. La mayor de ellas fue en febrero de 1991 y, posteriormente, realimentada en junio del 2004 con arena procedente del Placer de Meca.

En la zona de estudio, las mareas son de carácter semidiurno, con un leve desfase horario. El rango

medio es de 2,18 m, aproximadamente, clasificándose así como mesomareal (Benavente *et al.*, 2000). En cuanto a la intensidad del oleaje, se trata de una zona de baja energía, donde son raros los oleajes superiores a 4 m, considerando olas de temporal a aquéllas superiores a 1,5 m (Puertos del Estado).

El presente trabajo tiene como finalidad el estudio del comportamiento diferencial de dos tramos de una playa urbana, centrándose específicamente en su dinámica a corto plazo. El estudio se centra en dos secciones diferentes de la playa urbana de la ciudad de Cádiz: La sección sur más conocida como Cortadura (ZC) y una sección central que corresponde con el Hotel Playa Victoria (ZPV). Para ello, se comparan los perfiles, de ambas zonas permitiendo conocer la recuperación en cada una, y por tanto identificar los procesos que controlan dicha recuperación de la playa en su totalidad.



FIGURA 1. Mapa de localización de la zona de estudio. Las flechas indican ZPV al Norte y ZC al Sur.

## METODOLOGÍA

Se realizaron dos tipos de campañas: un seguimiento a medio plazo, con el levantamiento de perfiles topográficos, análisis sedimentológico y de oleaje; y campañas intensivas de seguimiento a corto plazo, con análisis de las condiciones registradas en la playa, mediante la instalación de correntímetros y sensores de oleaje a lo largo de una marea (12 h). El levantamiento topográfico de perfiles de playa se realizó a partir de una estación Total Leyca Geosystem. Se realizaron cuatro transeptos topográficos, dos en ZC y dos ZPV con una periodicidad aproximada de 15 días, entre los meses de febrero y septiembre, si bien en julio y agosto fueron de periodicidad mensual.

El análisis de oleaje se realizó a partir de los datos de la Boya Costera de Puertos del Estado, situada a una profundidad de 21 m, que permite explicar los eventos relacionados con la dinámica costera en el tiempo de muestreo. Con los datos obtenidos y los parámetros característicos de la playa, se procede a calcular el parámetro de energía incidente (1) y la potencia de onda (2), según la teoría lineal de ondas (Airy, 1945):

## $E = (\rho g H^2)/8$ (1)

#### $P=E^{*}(1,56T)$ (2)

Donde  $\rho$  es la densidad del agua de mar, H es la altura, g la aceleración de la gravedad y T el periodo de onda.

En las campañas intensivas, se analizaron las condiciones hidrodinámicas de la zona de rompiente. Se posicionaron un ADV en la zona correspondiente a playa Victoria y un sensor de presión y un correntímetro electromagnético en la zona de Cortadura. La instrumentación se situó en el intermareal, teniendo en cuenta la bajamar, en el mismo periodo de tiempo, permitiendo una posterior comparación de los datos de velocidad y presión registrados en ambas zonas. El inicio de la toma de datos fue a las 20.00 del día 10.10.2012 y el final a las 7.00 del 11.10.2012. Los instrumentos fueron programados para tomar datos durante los 10 primeros minutos de cada hora, muestreando medidas a 2 Hz en el caso de correntímetro, 4 Hz el sensor de presión y 32 Hz el ADV, durante un ciclo mareal.

#### RESULTADOS

#### Datos obtenidos en campañas a medio plazo

Con el estudio de datos estadísticos se pueden observar la media de altura significante estacional dados a lo largo del periodo. Se aprecia que en primavera la media de altura es de 0.92 m con máxima registrada de 2,5 m. siendo la altura más común de 0.80 m. En invierno la media de altura es de 0.6380 m, la ola más frecuente es de 0.60 m y la máxima registrada de 2 m y, en último lugar, en verano la altura máxima de ola registrado es de 1.50 m, con olas medias incidentes de 0.70 m y una moda en altura de 0.60 m (Fig. 2.a). Los periodos de ondas tienen una media entre 5.8 y 9.61 s a lo largo del muestreo, presentado condiciones tipo swell y por tanto características agravantes (Fig. 2. b).



FIGURA 2. a) Altura media; b) Periodos de ola medios registrados a lo largo del muestreo.

Los resultados en morfología y evolución volumétrica (Fig. 3) demuestran que los perfiles ZC se caracterizan por ser más disipativos, sin una variación significativa a lo largo del transepto. Por otro lado, la ZPV se caracteriza por presentar una berma casi todo el periodo con variaciones en su altura en función de los cambios estacionales.


FIGURA 3. a) Perfiles ZC b) Perfiles ZPV.

El cálculo de la energía incidente muestra (Tabla I) picos más altos en abril, mayo y octubre, que tenderán a producir erosión. En el resto, se dan condiciones energéticas bastante bajas, favoreciendo el transporte de sedimentos hacía costa. La energía de onda media obtenida es de 941 w, obteniéndose así una potencia de 10 Kw.

| Fechas      | Energía   | Altura media |
|-------------|-----------|--------------|
|             | Media (W) | (m)          |
| 22.2/09.03  | 597,56    | 0,64         |
| 09.3/23.03  | 593,81    | 0,66         |
| 23.3/08.04  | 1306,22   | 1,00         |
| 08.4/18.04  | 1619,63   | 1,01         |
| 18.04/08.05 | 1491,58   | 1,02         |
| 08.05/21.05 | 1099,07   | 0,83         |
| 21.05/04.06 | 929,09    | 0,82         |
| 04.06/21.06 | 1088,35   | 0,9          |
| 21.06/19.07 | 804,76    | 0,76         |
| 19.07/17.08 | 565,95    | 0,64         |
| 17.08/29.08 | 530,25    | 0,63         |
| 29.08/18.09 | 467,17    | 0,59         |
| 18.09/01.10 | 1141,61   | 0,92         |

TABLA I. Energía del oleaje y a la altura de olas incidente.

#### Datos obtenidos en campañas intensivas

Con los datos obtenidos mediante el sensor de presión (Fig. 4), se observa que la energía es más alta en ZC, fundamentalmente en la pleamar donde

alcanzan valores máximos de 0,47 Hz/m² para ZPV y 1,22Hz/m² para ZC.



FIGURA 4. Energía obtenida por sensor de presión en Z1 (ZC) y Z2 (ZPV).

El estudio de las campañas intensivas permite observar las corrientes flujo-reflujo en cada zona. En ZPV (Fig. 5A), se registra un valor de 0,2-0,4 m/s, llegando a un máximo de 1 m/s. Por otro lado, en ZC (Fig. 5B), se desarrollan las mismas corrientes con la diferencia de que la intensidad es mucho mayor; esto implica un transporte mar afuera y en ZC no se observa la acreción de sedimento como ocurre en ZPV. Por último, destaca que la velocidad de ambas corrientes es notablemente mayor en el caso de ZC llegando a tener valores promedio de 0,4-0,7 m/s.



FIGURA 5. Rosas de corrientes obtenidas. a) ZPV y b) ZC.

#### DISCUSIÓN

La variabilidad de una playa está en función del oleaje incidente y de la acción que éste realiza sobre los sedimentos presentes en la zona. Desde el punto de vista energético, el año 2012 ha sido un año bastante anómalo, observándose exclusivamente condiciones energéticas importantes en el mes de abril y a finales de verano (Fig. 2).

Según Benavente (2000), el mayor evento erosivo suele tener lugar en diciembre y la máxima erosión en el mes de enero, debido a la distribución estacional de los temporales. En este caso, solamente ocurrieron eventos erosivos durante los meses de abril y mayo y finales de septiembre, mientras que en invierno y verano se registraron condiciones de buen tiempo.

El oleaje predominante ha sido tipo *swell* (Fig. 2), incluyendo los meses de invierno, que proceden del NO. Debido a esto, las condiciones han sido idóneas para poder observar los procesos de recuperación posttormenta, lo que permitirían explicar las diferencias existentes en la morfología de ambas zonas. La potencia del oleaje incidente ha sido de 10 Kw/m y, según Short (1978), las playas en las que incide un oleaje menor a 30 Kw/m se trata de playas agradantes.

Considerando que ambas playas están separadas por 1.200 m y en las dos incide un oleaje de baja energía, cabría esperar un comportamiento similar en ambas. Las diferencias obtenidas se pueden achacar a la existencia de una laja rocosa (Muñoz, 1996) que protege la playa en ZPV y desaparecen entorno a ZC, reapareciendo más al Sur en el afloramiento conocido como La Garita. La falta de un arrecife rocoso frente a la ZC permite que el oleaje, que proviene del ONO, incida directamente en dicha zona. Además, a mayor profundidad, frente a la ZC se encuentran los "Bajos de León" en donde, según López-Dóriga et al; (2010), se observan complicados procesos de refracción/ difracción del oleaje. Estos procesos generan zonas de concentración y dispersión de la energía, lo que a su vez provoca la existencia de una zona fundamentalmente erosiva debido a la presencia de corrientes de resaca.

Esto se corroboró con los resultados dónde la energía del oleaje observada en ZC es más elevada, fundamentalmente en la pleamar, donde alcanzan valores máximos de 1,22m<sup>2</sup>/Hz frente a los 0,47 m<sup>2</sup>/Hz para ZPV (Fig. 4). En el caso de corrientes litorales (Fig. 5), se observó que, al contrario que en ZPV, donde hay una corriente de mayor intensidad en sentido hacia tierra, en ZC la corriente mar afuera es más fuerte, lo que genera una tendencia a la erosión.

Este comportamiento podría explicarse por la existencia de un sedimento más grosero en ZPV lo que aumenta la infiltración, reduciendo el reflujo del oleaje El mayor tamaño de grano y la presencia de la berma más desarrollada varían considerablemente el comportamiento del swash, actuando como obstáculo que filtra las olas más altas (Takeda y Sunamura, 1992).

## CONCLUSIONES

Se ha realizado un estudio morfodinámico de dos secciones de la playa de la Victoria, que se encuentran separadas 1.200 m. A través de los análisis morfológicos y de los datos de clima marítimo, se han podido identificar los procesos que diferencian ambas zonas. La información facilitada por las campañas intensivas demuestra que la energía registrada en ZC es mayor que ZPV, lo que coincide con los patrones apuntados por anteriores autores. Estas diferencias indican un posible control geológico sobre las condiciones de oleaje y su incidencia sobre el comportamiento morfodinámico de las playas. Por tanto, evaluar la importancia de este factor, a una mayor escala espacial y temporal, sería de gran interés para la gestión costera.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue elaborado gracias al proyecto GERICO (CGL 2011-25438) del Ministerio de Economía y Competitividad.

## BIBLIOGRAFÍA

- Benavente, J., Gracia, F.J. y López-Aguayo, F. (2000): Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal beaches. *Marine Geology*. 167. 375-390.
- López-Dóriga, U., Benavente, J., Plomaritis, T.A. (2010): Natural recovery processes in an urban beach, La Victoria (Cádiz, SW Spain). *1er Colloque International Littoraux Méditerranéens : états passés, actuels et futurs*. Comunicaciones: 10-12/11.
- Muñoz, J. (1996). *Análisis de la morfología y variabilidad de playas apoyadas en lajas rocosas.* Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Cádiz, 150 pp.
- Short, A.D. (1978): Wave power and beach-stages: a global model. *16th Coastal Engineering Conference*, Hamburg. Comunicaciones: 1145-1162.
- Takeda, I. y Sunamura, T. (1992): Conditions for beach erosion on a barred beach. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 36, (4): 453-464.

# Evolución temporal de playa Barca (Fuerteventura, España). Un ejemplo de playa erosiva que alcanza el equilibrio

## *Temporal evolution of Playa Barca (Fuerteventura, Spain).* An example of erosive beach that gets the equilibrium

## E. Bru<sup>1</sup> e I. Alonso<sup>1</sup>

1 Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Univ. Las Palmas de Gran Canaria, 35017-Las Palmas, España. edubru9@hotmail.com. ialonso@dfis.ulpgc.es

**Resumen:** Playa Barca se encuentra dentro del sistema de playas de Sotavento en Fuerteventura, el principal recurso turístico de la zona, si bien en las últimas décadas ha venido experimentando un significativo y preocupante retroceso en la línea de costa, fruto de la importante deriva litoral existente. Para estudiar este proceso se han realizado varios levantamientos topográficos desde 1999 hasta 2013, a partir de los cuales se ha determinado la variación de la posición de la línea de costa y se ha cuantificado la variación en el volumen de sedimentos. Cabe destacar que entre octubre de 1999 y febrero de 2002 la línea de costa experimentó un retroceso medio de 51 m a lo largo de la playa, lo que significó la desaparición de la barrera litoral y del lagoon posterior. Esta situación fue motivada por varios eventos de fuerte oleaje de componentes E y S que erosionaron la playa. Desde entonces, playa Barca ha quedado encajada entre dos afloramientos rocosos que interrumpen la deriva litoral previa, de modo que en la actualidad la tasa de erosión se mantiene constante en 0, 25 m/año, lo que sugiere que se ha alcanzado una cierta estabilidad sedimentaria.

Palabras clave: Línea de costa, erosión, transporte longitudinal, condiciones de contorno

**Abstract:** Playa Barca is part of the Sotavento beaches system in Fuerteventura. This group of beaches is the main touristic resource of the area, but in last decades it has suffered from a significant and worrying coastline retreat, which is due to the existent longshore drift. To study this process five topographic levelings have been carried out from 1999 to 2013. Coastline position variability and sediment volume changes have been quantified. Note that between October 1999 and February 2002 the coastline retreat was as much as 51 m in average, which meant the disappearance of the barrier and the inner lagoon. This situation was originated by several easterly and southerly high wave events, which determined the erosion of Playa Barca. Since then the beach is limited between two rocky outcrops that interrupts the longshore drift. This is the reason to explain that the present retreat rate remains constant at 0.25 m/year, suggesting it has reached some sedimentary stability.

Key words: Coastline, erosion, longshore transport, boundary conditions

## INTRODUCCION

El turismo de sol y playa ocupa en la actualidad gran parte del sector turístico, y cada vez aumenta como ya predijo Hall (2001). Fuerteventura y sobretodo la zona de las playas de Sotavento de la península de Jandía (Fig. 1) viven casi exclusivamente del turismo. Sin embargo, en las últimas décadas esta zona, famosa por sus playas anchas y largas, ha ido experimentando un progresivo fenómeno erosivo que ha reducido de manera considerable aquéllas más aptas para una explotación turística de masas.

Este estudio se centra en la evolución temporal de una playa en concreto de la zona de Sotavento, Playa Barca (Fig. 1). El interés radica en que a finales de los años 90 esta playa era el origen la barra exterior del sistema de lagoon que abarca gran parte de las playas de Sotavento.

Los vientos típicos de la zona son del NNE y NE, y



FIGURA 1. Ubicación de Playa Barca. Fuente: Google Earth.

con menor frecuencia los de componente N (Fig. 2). Por otra parte, la playa se caracteriza por un oleaje predominante del NE durante casi todo el año y otro poco frecuente pero de más intenso del SO. El balance neto es una deriva litoral hacia el sur muy intensa durante prácticamente todo el año, lo cual, unido a la falta de aporte de sedimentos hace que la erosión de estas playas sea inevitable (Alonso et al, 2006).



FIGURA 2. Rosas de altura de ola y viento a partir de datos del punto WANA 1024012 para los años 1995 a 2013 (Tomado de www.puertos.es).

#### **MATERIAL Y MÉTODOS**

La caracterización del oleaje en la zona de estudio se realizó a partir de los datos de Puertos del Estado (www.puertos.es) para el punto WANA 1024012, por ser el más próximo a la zona de estudio.

Se realizaron sucesivas topografías de Playa Barca mediante una estación total Topcon GTS-303D, durante las mareas vivas de febrero de 2001, 2002, 2003 y 2013, así como un levantamiento inicial realizado por el mismo método en octubre de 1999. Los datos fueron referidos al nivel medio del mar en la zona con ayuda del programa WXTide32. Los levantamientos topográficos se aplicó el programa Surfer 10, que también fue utilizado para el cálculo de la variación de volúmenes entre los distintos levantamientos. El retroceso de la línea de costa se obtuvo a partir de la variación de la posición del nivel medio del mar en 5 puntos distintos separados 50 m entre sí, teniendo en cuenta el periodo de tiempo transcurrido entre dos levantamientos consecutivos.

Por último, se obtuvieron fotografías aéreas de la bases de datos de Grafcan, que comprendían una superficie mayor a la de la zona de estudio, para observar de manera más amplia, y así poder interpretar los cambios observados en Playa Barca dentro del contexto espacial en el que se inserta.

## RESULTADOS

El análisis de los levantamientos topográficos efectuados (dos de los cuales se muestran en la Fig. 3), permite deducir que al comienzo del estudio (años 1999-2001) Playa Barca era el origen del sistema de barra litoral-lagoon que se extendía a los largo de varios kilómetros hacia el sur, ya que en el extremo septentrional de Playa Barca es donde la barra tenía su inicio. En las sucesivas campañas se pudo observar cómo la barra fue desplazándose cada vez más hacia el oeste, cerrando de ese modo el lagoon y causando un significativo retroceso en la línea de costa.

Dado que todos los levantamientos estaban georre-



FIGURA 3. Topografías de Playa Barca. A: 1999, B: 2013.

ferenciados, fue posible superponer las sucesivas líneas de costa, que se muestran en la Fig. 4 sobre la topografía de 2013. A partir de ahí se calculó el retroceso entre campañas consecutivas y la tasa de erosión en m/año, que se presenta en la Fig. 5, la cual muestra claramente la existencia de dos periodos claramente diferenciados: hasta febrero de 2002 las tasas de retroceso de la línea de costa son muy elevadas: 13,6 m/año entre febrero de 2001 y 2002; a partir de esa fecha, la tasa de erosión es constante y prácticamente nula (0,25 m/año), lo que indica que la línea de costa se mantiene prácticamente estable.



FIGURA 4. Superposición de las distintas líneas de costa sobre el levantamiento topográfico de 2013.

La diferencia entre dos levantamientos topográficos permite obtener las alturas entre todos los puntos de la zona topografiada, así como la diferencia neta de volúmenes. Entre dos levantamientos consecutivos, se obtuvo que el comportamiento habitual presenta erosión de la parte sumergida y acreción en la parte emergida. Ambos fenómenos no son más que el resultado del desplazamiento de la barra arenosa tierra adentro.



FIGURA 5. Tasa de retroceso de la línea de costa.

La diferencia de volumen más significativa se obtuvo al comparar las topografías de 2001 y 2002, una erosión neta de 25.000 m<sup>3</sup> (Fig. 6). Los períodos anterior y posterior también muestran erosión neta, si bien bastante menor: tanto entre 1999-2001 como entre 2002-2003 se perdieron unos 6.700 m<sup>3</sup> de arena. Por lo que respecta al último período, entre 2003 y 2013, se produjo una ganancia neta de 15.200 m<sup>3</sup>, pero al no disponer de datos intermedios no se puede deducir si esta acumulación fue progresiva o debida a un fenómeno puntual.



FIGURA 6. Cambios topográficos entre 2001 y 2002. Los valores negativos (rojos) indican erosión y los positivos (azules) acreción.

#### DISCUSION

Trabajos previos en la zona (Alonso et al, 2006) han constatado la importancia de la deriva litoral hacia el sur en el transporte de sedimentos a lo largo de todo el sistema de playa de Sotavento. Este transporte longitudinal es generado por el oleaje dominante del NE, y es el responsable de la evolución a media-larga escala de estas playas. La Fig. 7 muestra cómo la zona de estudio va progresivamente perdiendo sedimento en el norte, siendo el efecto más inmediato la migración de la barra litoral hacia tierra, con la consiguiente pérdida de amplitud del lagoon, que puede llegar incluso a desaparecer.

Sin embargo, esta deriva litoral no permite explicar por sí misma algunos de los resultados de este trabajo, como el acusado retroceso de la línea de costa entre febrero de 2001 y febrero de 2002, y la aparente estabilidad de la línea de costa a partir de esa fecha.



FIGURA 7. Secuencia de fotografías aéreas de la zona de estudio. Los fotogramas de 1963, 1987 y 2002 fueron tomados de Alonso et al (2006), y el de 2012 desde Google Earth.

Para intentar explicar este hecho se recurrió a la base de datos de oleaje correspondientes al punto WANA 1024012 de Puertos del Estado, a fin de comprobar si hubo algún evento de alta energía y con la dirección adecuada que permitiese explicar este cambio. La Tabla I muestra que los eventos de componente E, SE y S, aquéllos a los que está más expuesta la playa, acaecidos a lo largo de todo el año 2001, fueron muy escasos y de poca intensidad, lo que dificilmente podría explicar la gran erosión registrada.

Sin embargo, para el año 2002 se detectaron oleajes de componente E, SE y S de mayor intensidad, con Hs de hasta 3,5 m (Tabla II). El análisis de la serie temporal del registro de olas de ese año muestra que en enero se produjeron dos eventos en los que se obtuvieron alturas de ola de 2,4 y 3,0 m, con períodos de pico de unos 13 s, seguidos de otro evento de menor altura de ola pero períodos de 20 s (Fig. 8).

| EFICACIA 86.7% |        | 6.7% | Hs (m)        |        |        |       |       |       |       |       |     |     |       |        |
|----------------|--------|------|---------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|-----|-------|--------|
| 74400          | 1 LANG |      | <= 0.5        | 1.0    | 1.5    | 2.0   | 2.5   | 3.0   | 3.5   | 4.0   | 4.5 | 5.0 | > 5.0 | TOTAL  |
| calmas         | /calms |      | 7.899         |        |        |       |       |       |       |       |     |     |       | 7.899  |
|                | N      | 00   | 2.619         | 1.309  | 0.509  |       |       |       |       |       |     |     |       | 4.438  |
|                | NE     | 45   | 25.171        | 31.610 | 14.332 | 5.129 | 1.455 | 0.400 | 0.145 | 0.036 |     |     |       | 78.279 |
|                | E      | 90   | 0.618         | 2.037  |        |       |       |       |       |       |     |     |       | 2.655  |
| Die            | SE     | 135  | 0.255         | 0.109  | 0.145  |       |       |       |       |       |     |     |       | 0.509  |
| DI             | S      | 180  |               | 0.109  | 0.145  | 0.073 |       |       |       |       |     |     |       | 0.327  |
|                | SW     | 225  | 0.436         | 1.600  | 0.691  | 0.145 |       |       |       |       |     |     |       | 2.874  |
|                | W      | 270  | 1.091         | 0.327  |        |       |       |       |       |       |     |     |       | 1.419  |
| 82             | NW     | 315  | 1.600         |        |        |       |       |       |       |       |     |     |       | 1.600  |
|                | TOTAL  |      | 31.792+ 7.899 | 37.102 | 15.823 | 5.347 | 1.455 | 0.400 | 0.145 | 0.036 |     |     |       | 100%   |

TABLA I. Hs y direcciones del oleaje para el año 2001 en el punto WANA 1024012 (Tomado de www.puertos.es).

| EFICACIA 93.7% |           | 93.7% |               |        |        |       | Hs (m | ı)    |       |     |     |     |       |        |
|----------------|-----------|-------|---------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|-----|-----|-------|--------|
| -              | D) I LAIN | 2002  | <= 0.5        | 1.0    | 1.5    | 2.0   | 2.5   | 3.0   | 3.5   | 4.0 | 4.5 | 5.0 | > 5.0 | TOTAL  |
| calm           | as/calm   | IS    | 8.221         |        |        |       |       |       |       |     |     |     |       | 8.221  |
|                | N         | 00    | 3.253         | 3.051  | 0.604  | 0.101 |       |       |       |     |     |     |       | 7.008  |
|                | NE        | 45    | 19.416        | 34.706 | 11.669 | 3.487 | 0.905 | 0.402 | 0.034 |     |     |     |       | 70.620 |
|                | E         | 90    | 0.671         | 0.838  | 0.268  | 0.034 | 0.101 |       | 0.034 |     |     |     |       | 1.945  |
| Dir            | SE        | 135   | 0.134         | 0.201  | 0.067  | 0.067 | 0.034 |       |       |     |     |     |       | 0.503  |
| DII            | S         | 180   | 0.067         | 0.268  | 0.268  | 0.134 | 0.168 | 0.034 | 0.067 |     |     |     |       | 1.006  |
|                | SW        | 225   | 3.320         | 2.113  | 0.436  | 0.168 | 0.067 | 0.067 |       |     |     |     |       | 6.170  |
|                | W         | 270   | 1.576         | 1.040  | 0.201  |       |       |       |       |     |     |     |       | 2.817  |
|                | NW        | 315   | 1.140         | 0.570  |        |       |       |       |       |     |     |     |       | 1.710  |
|                | тота      | L     | 29.576+ 8.221 | 42.788 | 13.514 | 3.990 | 1.274 | 0.503 | 0.134 |     |     |     |       | 100%   |

TABLA II. *Hs y direcciones del oleaje para el año 2001 en el punto WANA 1024012 (Tomado de www.puertos.es).* 



FIGURA 8. Series temporales de Hs y Tp para el año 2002 en el punto WANA 1024012 (Tomado de www.puertos.es).

Sin duda, los distintos eventos acaecidos en enero de 2012 fueron determinantes para que el levantamiento topográfico realizado, apenas un mes después, permitiese constatar la mayor tasa de retroceso de la línea de costa y la pérdida superior de volumen de sedimentos.

No obstante lo anterior, conviene destacar que en la Fig. 8 se observa que, a lo largo de 2012, se registraron nuevos eventos de alta energía, particularmente intensos a finales de ese año, con valores de Hs y Tp incluso superiores a los mencionados anteriormente. Sin embargo, el levantamiento topográfico realizado poco después (febrero de 2013) no muestra un cambio morfológico muy acusado con respecto al de un año antes.

La explicación a esta aparente contradicción hay que buscarla en el hecho de que para que una playa se erosione ante una situación de alta energía, debe tener suficiente volumen de material susceptible de ser removilizado. Este hecho no se daba en Playa Barca en 2003, ya que tras los temporales de enero de 2002 había quedado completamente retranqueada, y pasó de ser el punto de arranque de la importante barrera litoral a una playa encajada entre dos afloramientos rocosos. Éstos actúan a modo de apoyos laterales, interrumpiendo la deriva litoral dominante (véase Fig. 1), al tiempo que contribuyen a proteger el sedimento que aún queda en la playa de los esporádicos temporales del SE.

Estos datos demuestran que por muy agresivos que puedan llegar a ser los agentes erosivos en una determinada playa, la capacidad de erosión se reduce a medida que la playa va perdiendo sedimento, siempre que lleve aparejado una modificación de las condiciones de contorno de la playa. Las nuevas condiciones de contorno son las que permiten que la playa deje de erosionarse, pudiendo por tanto, alcanzar el equilibrio sedimentario.

La evolución previsible de esta playa es la de mantenerse con una configuración y volumen de materiales muy similar a la actual, si bien eventos extraordinarios de muy alta energía irán paulatinamente erosionando el poco sedimento actualmente disponible, por lo que cabe prever que la playa continúe con tasas de retroceso de la línea de costa similares a las actuales (0,25 m/año.

## CONCLUSIONES

En los últimos 15 años, Playa Barca ha experimentado un retroceso de 54 m en la posición de la línea de costa, de los que 32,5 m tuvieron lugar entre 2001 y 2002. Desde entonces a la actualidad, el retroceso se ha reducido a 0,25 m/año. Esta enorme diferencia entre lo que ocurría antes y después de 2002 se explica por las situaciones de oleaje de componente E y S que incidió en la playa en enero de 2002, erosionándola hasta el punto de convertirla en una playa encajada <del>de</del> resguardada por dos afloramientos rocosos. A su vez, este cambio en las condiciones de contorno ha interrumpido la deriva litoral propia de la zona, lo que permite que playa Barca esté próxima a alcanzar una situación de equilibrio.

#### REFERENCIAS

- Alonso, I., Jiménez, J.A., y Valdemoro, H.I. (2006): Estudio del estado actual de los sistemas dunares de Corralejo y Jandía (Fuerteventura). Identificación de problemas y propuestas de actuación. Informe Técnico. Dirección General de Costas de Canarias-MMA, CorJan-Vol II.
- Hall, C.M. (2001): Trends in ocean costal tourism: the end of the last frontier? *Ocean and Costal Management*, 44 (9-10): 601-618.

# Impactos de una estructura de defensa costera en la playa de Armação do Pântano do Sul (Florianópolis, SC, Brasil)

## Impact of a coastal defense structure in the Armação do Pântano do Sul beach (Florianópolis, SC, Brasil)

## J. M. de Camargo<sup>1</sup>, L. del Río<sup>1</sup>y J. Benavente<sup>1</sup>

1 Depto. Ciencias de la Tierra, CASEM, Universidad de Cádiz. Av. República Saharaui s/n. 11510 Puerto Real, Cádiz, España. pepe.de@alum.uca.es; laura.delrio@uca.es; javier.benavente@uca.es

**Resumen:** La edificación de estructuras rígidas paralelas o transversales a la línea de costa es una de las principales causas de la génesis y/o de la acentuación de la erosión costera en el litoral brasileño. Cuando la edificación es para fines de defensa costera, donde ya existe una crisis de erosión extrema, las estructuras son construidas sin estudios previos y sin análisis de sus intervenciones, lo que habitualmente genera impactos negativos al medio ambiente y a la población. Un ejemplo está en la playa de la Armação do Pântano do Sul, Florianópolis (Brasil), donde en el año 2010 tuvo lugar un evento erosivo que causó pérdidas ambientales y materiales, llevando a las autoridades a construir, como medida de urgencia, una escollera de protección sin evaluar los impactos ambientales y el escenario futuro de la playa. Así, en este trabajo se analizan y evalúan los impactos resultantes de la edificación de la escollera. La metodología empleada ha permitido constatar los efectos negativos de la estructura en el medio ambiente y en la actividad antrópica, así como también sus impactos positivos en relación a la disminución de los perjuicios materiales y financieros.

Palabras claves: escollera, erosión costera, evaluación de impacto, Brasil

**Abstract:** The construction of rigid structures parallel or transverse to the coastline is one of the main causes of the genesis and/or accentuation of shoreline erosion along the Brazilian coast. When the structure is built for coastal defence purposes, where there is already an erosional crisis, proper environmental impact assessment before building the structure is generally lacking, which usually generates negative impacts to the environment and the population. This work presents an example in the Armação do Pântano do Sul beach, Florianópolis (Brazil), where in 2010 a serious erosive event resulted in environmental and material losses. Local authorities addressed the problem by building a protective riprap as an emergency measure, without assessing environmental impacts and future landscape of the beach. In this paper the environmental impacts of the construction of the riprap are analysed and evaluated. Methods used allow confirming the negative effects of the structure on the environment and human activity in the area, as well as some positive impacts in relation to reducing material and financial losses.

Key words: riprap, coastal erosion, impact assessment, Brazil

#### INTRODUCCIÓN

Las causas principales de la erosión costera en el litoral brasileño se relacionan con la escasez de aporte sedimentario debida a la construcción de embalses, las elevaciones del nivel del mar a corto plazo, la urbanización de la franja litoral, con destrucción de dunas y ocupación de la trasplaya, y la instalación de estructuras rígidas (diques, escolleras, espigones, etc) paralelas o transversales a la línea de costa (Souza *et al.*, 2005). Dichas estructuras normalmente se construyen para fines de defensa costera, a menudo en situaciones de crisis donde la erosión es extrema y pone en riesgo a la población, o bien donde existe la amenaza de daños económicos importantes. En estas situaciones, es habitual la construcción de estructuras sin estudios previos ni análisis de los impactos ambientales, así como la ausencia de un seguimiento de la obra después de su conclusión (Souza, 2009).

Un ejemplo de esta problemática se encuentra en la playa de la Armação do Pântano do Sul, en Florianópolis (Santa Caterina, S de Brasil). En esta zona en el año 2010 tuvo lugar un evento erosivo que resultó en pérdidas ambientales y materiales, y aún en la actualidad se perciben las consecuencias de la erosión y de la medida de urgencia tomada por las autoridades, que construyeron una escollera de protección sin evaluar los impactos ambientales y el escenario futuro de la playa. El objetivo principal de este trabajo es evaluar los impactos resultantes de la construcción de dicha escollera, para lo cual se ha caracterizado la erosión ocurrida en el año 2010 y se han analizado los impactos posteriores a la construcción de la estructura.

#### Área de estudio

La playa de la Armação do Pântano do Sul está ubicada en la porción sureste de la Isla de Santa Catarina, en el municipio de Florianópolis. Su morfología es un arco orientado en el sentido NNE-SSO (06°-186°) al norte y SE-NO (140°-320°) al sur, delineando una curva con forma parabólica (bahía en Z) y una extensión de aproximadamente 3.560 m (Castilhos, 1995) (Fig. 1). La playa está compuesta de arenas finas y gruesas, desde muy bien a moderadamente bien seleccionadas, con una pendiente media entre 3° y 9° (Castilhos, 1995). El perfil de playa es de tipo reflectivo en el tramo norte, intermedio en la zona central y disipativo en la zona sur (Mazzer, 2007). Los oleajes de S, SE, E y NE inciden en el área de estudio donde influyen directamente en la dinámica de las siete celdas de deriva litoral presentes (Mazzer, 2007). La ocupación antrópica es elevada en el sector sur de la playa debido a la presencia de numerosas construcciones enfocadas al turismo que se sitúan sobre las antiguas dunas frontales; la zona central presenta una menor ocupación de la trasplaya, mientras que el extremo norte es una zona natural.

La escollera de protección objeto del presente estudio fue construida entre junio y octubre de 2010. Presenta unos 1.750 m de longitud, 15 m de anchura y una cota variable según la acumulación de arena en su base, y está constituida por rocas graníticas irregulares con una dimensión aproximada de  $0.8 \times 0.8 \times 1$  m.

## METODOLOGÍA

En la caracterización y evaluación de los impactos ambientales de la construcción de la escollera, se empleó la metodología propuesta por Farinaccio y Tessler (2010). Ésta consiste en la asociación de dos de los métodos principales de evaluación de impactos ambientales, el método Battelle-Columbus (Dee et al., 1973) y el de matrices de integración, derivado de la Matriz de Leopold (Leopold et al., 1971). El método elegido fue desarrollado para evaluar los impactos en el medio físico de los ambientes costeros como consecuencia de la implantación de obras de ingeniería en la línea de costa, por lo que se consideró plenamente adecuado para los objetivos del presente trabajo. Así, para la evaluación se desarrolló una matriz de impactos utilizando los siguientes atributos: Clasificación, Incidencia, Magnitud, Escala Temporal, Momento, Duración, Reversibilidad, Propiedad y Ocurrencia. Para la ponderación de estos atributos fue utilizado el método propuesto por Sánchez (2008). En cada caso se valoraron los impactos y atributos a partir de revisión bibliográfica, uso de datos cartográficos y fotográficos v realización de observaciones de campo antes, durante y después de la construcción de la escollera.



FIGURA 1. Localización de la playa de la Armação do Pântano do Sul. 01 – Provincia de Santa Catarina en Brasil; 02 – Florianópolis en la Provincia; 03- Florianópolis y la Isla de Santa Catarina.

#### RESULTADOS

#### Caracterización del evento erosivo del año 2010

En los meses de marzo, abril y mayo del año 2010, debido a constantes incidencias de frentes fríos asociados a borrascas cercanas a costa, el litoral de la provincia de Santa Catarina registró grandes temporales, con oleajes de gran energía y fuertes precipitaciones (CIRAM, 2010). Un total de seis borrascas alcanzaron la costa sur brasileña, resultando en oleajes de elevada altura y largo periodo, procedentes principalmente del 2º cuadrante (Sureste); las olas, en algunos casos, superaron los 4 metros de altura. En la playa de la Armação do Pântano do Sul, como consecuencia del oleaje y las corrientes de resaca, se produjo una importante erosión de la playa y de las dunas, generando un retroceso de la línea de costa que afectó a las edificaciones y a la población local. El análisis de campo y de fotografías aéreas ha permitido estimar que cerca de 50% de la extensión de la playa (1.750 m de los 3.560 m de longitud de la misma) se vio afectada por la erosión.

Los daños materiales fueron más intensos en las porciones sur y central de la playa, donde siete viviendas sufrieron daños directos en su estructura y ocho quedaron completamente destruidas, como se puede observar en las Figs. 2 y 3. Debido a estos daños materiales y económicos y ante la perspectiva de una posible intensificación de la erosión en los meses de junio, julio y agosto (época de temporales invernales), la situación del área estudiada derivó en un caso de emergencia municipal y regional, debido entre otros motivos a la posibilidad de salinización de la Lagoa do Peri (Fig. 1), la principal fuente de agua dulce para la región sureste de la Isla de Santa Catarina.



FIGURA 2. Edificación parcialmente destruida.



FIGURA 3. Dunas frontales destruidas y edificaciones dañadas.

#### Evaluación de los impactos de la escollera

Utilizando la metodología propuesta por Farinaccio y Tessler (2010), se reconocieron las alteraciones ambientales consecuencia de la edificación de la escollera, entendidas como aquéllos procesos que han sido modificados con respecto a las condiciones anteriores del área de estudio: A) alteración de la dinámica natural del transporte y sedimentación longitudinal y transversal a la costa; B) alteración del alcance de las olas (reducción del espacio para el *swash*); C) alteración en el régimen de transporte eólico playa-dunas; D) disipación directa de la energía de las olas en la escollera; E) intervención en las dunas (Parque das dunas da Armação); y F) supresión de la vegetación dunar.

De esta forma, a partir de las alteraciones ambientales reconocidas, se identificaron 14 impactos resultantes de la construcción de la escollera, tanto en el medio físico como en el socioeconómico y se cuantificó la frecuencia de aparición de los diferentes atributos de los impactos ambientales, mediante el método de ponderación de los impactos propuesto por Sánchez (2008). De esta forma, a los atributos con mayor potencial de generar modificación o daños en las características naturales en el área de estudio se les asignó un valor superior (Tabla I).

| Impactos  | Total |
|---|-------|
| 1 - Reducción de la anchura de la playa   | 100   |
| 5 - Reducción del ambiente dunar  | 100   |
| 8 - Alteración del paisaje  | 100   |
| 4 - Desequilibrio del balance sedimentario<br>entre la playa y las dunas  | 95    |
| <ul> <li>9 - Pérdida de propiedades y bienes públi-<br/>cos y privados a lo largo de la línea de<br/>costa</li> </ul> | 95    |
| 6 – Supresión de vegetación   | 90    |
| <li>14 - Protección de Lagoa do Peri de la ame-<br/>naza de salinización</li>   | 90    |
| 7- Riesgo de colapso de la escollera (deses-<br>tabilización de la estructura)  | 85    |
| <ul> <li>13 - Protección a las propiedades a lo largo<br/>de la línea de costa</li> </ul>                             | 85    |
| 2 - Alteración en la topografía de la playa (posible cambio del perfil)   | 75    |
| 3 - Depósito de sedimentos en la zona de surf (baja profundidad-somerización)   | 75    |
| 10 - Pérdida del atractivo turístico  | 75    |
| <ol> <li>11 – Disminución de la frecuencia de turis-<br/>tas en la playa</li> </ol>                                   | 75    |
| 12 - Perjuicios en las actividades socio-<br>económicas (comerciales)   | 70    |

TABLA II. Valores de ponderación empleados en la cuantificación de los impactos

## DISCUSIÓN

Debido al carácter de emergencia de la construcción de la escollera, no se realizó un estudio de impacto ambiental, como se mencionó anteriormente. De acuerdo con la evaluación, se constata que la práctica totalidad de los impactos en los sectores analizados son adversos. Así, la edificación de la escollera fue importante para atenuar el intenso proceso erosivo desencadenado en 2010, disminuir los daños materiales y bloquear la posibilidad de salinización de la Lagoa do Peri, pero en lo que se refiere a las características naturales, la dinámica costera y los principales aspectos socio-económicos, relacionados con el turismo de la playa de la Armação do Pântano do Sul, la escollera tuvo un impacto general negativo. Esta clase de impactos son comunes en este tipo de estructuras de protección, que según Lvra Souza (2008) suponen una agresión al medio ambiente, aumentando el proceso erosivo local, así como un efecto visual discordante con el ambiente natural, además de eliminar los accesos a la playa y tener un alto coste de mantenimiento. Cabe destacar que con la edificación de la escollera, las residencias sufrieron una acentuada pérdida de propiedades por la ocupación del terreno, pero, en contrapartida, recibieron protección contra el proceso erosivo.

Por otro lado, con las alteraciones ambientales identificadas por la construcción de la escollera, la dinámica natural de la playa ha sido modificada, resultando en cambios en su topografía debido a la reflexión del oleaje y al incremento de la turbulencia frente a la escollera, lo que altera el comportamiento morfodinámico de la zona. Los impactos en el ambiente dunar merecen especial atención por su sinergia con otros impactos y también por la disminución del aporte sedimentario natural a la playa. En cuanto a los impactos en la actividad antrópica, destacar que las alteraciones en la playa generan impactos en una reducción del turismo en la zona, afectando a las actividades económicas centradas en el hospedaje y alquiler de viviendas para turistas.

#### CONCLUSIONES

La construcción de la escollera, realizada con carácter de emergencia y, por tanto, sin evaluación previa del impacto ambiental, ha producido efectos negativos en el medio ambiente y también en la actividad socieconómica asociada a la playa. Así, la evaluación de los impactos realizada en este trabajo confirma que la edificación de una estructura costera de protección genera alteraciones en la morfodinámica de la playa e influye, directamente, en el ámbito socioeconómico, en especial cuando, como en este caso, el turismo es la principal actividad en la zona. Como aspectos positivos de la escollera destaca que su presencia frenó inmediatamente los perjuicios materiales y financieros debidos al evento erosivo de 2010, por lo que a pesar de la pérdida de propiedades a lo largo de la línea de costa, la mayoría de los habitantes siguen viviendo en sus casas.

#### REFERENCIAS

- Castilhos, J.A. (1995): Estudo evolutivo, sedimentológico e morfodinâmico da planície costeira e praia da Armação - Ilha de Santa Catarina, SC. Dissertação de Mestrado (inédito).
  Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, SC, Brasil, 134 p.
- CIRAM (2010): *Monitoramento Climático dos meses de Abril, Março e Maio do ano de 2010*. Centro de Informações de Recursos Ambientais e Hidrometeorologia de Santa Catarina, Florianópolis, SC, Brasil.
- Dee, N., Baker, J., Drobny, N., Duke, K., Whitman, T. y Fahringer, P. (1973): *Planning methodology for* water quality management: Environmental evaluation system. Battelle-Columbus Laboratories. Columbus, Ohio, U.S.A.
- Farinaccio, A. y Tessler, M.G. (2010): Avaliação de impactos ambientais no meio físico decorrentes de obras de engenharia costeira - Uma proposta metodológica. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 10(4): 419-434.
- Leopold, L.B., Clarke, F.S., Hanshaw, B.B. y Balsey Jr., T. (1971): A procedure for evaluating environmental impact. U.S. Geological Survey, *Circular 645*, Washington, D.C., USA, 13 p.
- Lyra Souza, M.A. (2008): Benefícios ambientais no controle de erosão costeira com o uso do dissipador de energia ''Bagwall'' no litoral de Alagoas. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 8(2): 139-148.
- Mazzer, A.M. (2007): Proposta metodológica de análise de vulnerabilidade da orla marítima à erosão costeira: Aplicação na costa sudeste da Ilha de Santa Catarina, Florianópolis-SC, Brasil. Tese de Doutorado (inédito). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil, 170 p.
- Sánchez, L.E. (2008): Avaliação de impacto ambiental: Conceitos e métodos. Ed. Oficina de Textos, São Paulo, SP, Brasil, 495 p.
- Souza, C.R de G., Souza Filho, P.W.M., Esteves, S.L., Vital, H., Dillenburg, S.R., Patchineelam, S.M. y Addad, J.E. (2005): Praias arenosas e erosão costeira. En: *Quaternário do Brasil* (C. R. de Souza, K. Suguio, A.M. Santos y P.E. Oliveira, eds.). Holos Editora, Ribeirão Preto, SP, Brasil, 130-152.
- Souza, C.R de G. (2009): A erosão costeira e os desafios da gestão costeira no Brasil. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 9 (1): 17-37.

## Modelo de evolución de la nueva desembocadura del río Senegal

## Evolution model of the new mouth at the Senegal river

## I. lonso<sup>1</sup>, A.A. Sy<sup>2</sup>, B.A. Sy<sup>2</sup>, I. Sánchez-Pérez<sup>1</sup>, S. Rodríguez<sup>1</sup>, C.A.T. Faye<sup>2</sup> e I. Menéndez<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas (Spain). ialonso@dfis.ulpgc.es <sup>2</sup> Laboratoire Leïdi, Universitè Gaston Berger, Saint Louis (Senegal). boubou-aldiouma@ugb.edu.sn

**Resumen:** La Langue de Babarie es una de las flechas litorales mayores y más dinámicas del mundo, y ello es resultado de una intensa deriva litoral que confluye con la desembocadura del río Senegal. En 2003 esta flecha se fragmentó artificialmente y a raíz de este hecho se ha desarrollado una nueva desembocadura. Este trabajo describe la migración de esta nueva desembocadura, realizada mediante datos recogidos sobre el terreno y fotografías aéreas. A partir de esta información, se presenta un modelo conceptual que describe cómo se produce esta migración. Este modelo considera los procesos dominantes en cada uno de los dos extremos de la desembocadura, los cuales, a su vez, varían si se trata de la época seca ó de lluvias: El extremo norte experimenta un avance rápido y sostenido durante prácticamente todo el año, excepto durante la época de lluvias en que la progradación se detiene. Por el contrario, el extremo sur sufre un lento retroceso durante la época seca, pero sin embargo el proceso dominante es la erosión a lo largo de la cara externa. Cuando llega la época de lluvias, el oleaje y los fuertes vientos del W generan procesos de overwash que fracturan este extremo de la barrera, originando un rápido retroceso.

Palabras clave: Transporte longitudinal, migración, desembocadura, flecha litoral, modelo.

Abstract: Langue de Barbarie is one of the largest and most dynamic barrier spits in the world, which is the result of a very important longshore drift that converges at the mouth of the Senegal river. In 2003 this spit was artificially broken, and since then a new inlet was formed. Based on data collected in situ, as well as from satellite images, the evolution and migration of this new mouth is analyzed. From this data, we present a conceptual model that describes how this migration takes place, considering the dominant processes in each of both margins, and differentiating between the dry and rainy seasons: The northern side follows a continuous and rapid advance all over the year due to the longshore drift, except in the rainy period, during which this margin is stabilized. On the other side, the coastal retreat at the southern margin is much slower during the dry season, but the main process is the erosion at the seaward coast, which reduces its width and increases the vulnerability. During the rainy period the strong westerly winds and waves produce overwash processes that break this part of the barrier, generating a rapid coastal retreat.

Key words: Longshore transport, migration, river mouth, spit, model.

## INTRODUCCIÓN

#### Antecedentes

A lo largo de la costa mauritano-senegalesa tiene lugar una importante deriva litoral hacia el sur. Este hecho es posible gracias a la confluencia de varios factores: a) se trata de una costa arenosa y prácticamente rectilínea, con muy leves inflexiones en la orientación general N-S; b) el oleaje dominante a lo largo de prácticamente todo el año tiene una marcada componente NNO; y c) a lo largo de 230 km desde el puerto de Nuakchot (Mauritania) hacia el sur no existe ninguna barrera que obstaculice el libre tránsito de los sedimentos. La única barrera importante es la desembocadura del río Senegal, en la frontera entre Mauritania y Senegal.

La deriva litoral es la causa de que en la desembocadura del río se genere una flecha que separa el cauce fluvial del océano. Esta flecha litoral, que recibe el nombre de Langue de Barbarie, alcanzaba en 2003 los 40 km de longitud y una anchura que oscilaba entre los 130 y 500 m. La parte central de esta barrera está ocupada por un cordón continuo de dunas estabilizadas mediante vegetación., que puntualmente alcanza los 5 m de altura.

En septiembre-octubre de 2003 se vivió una situación de emergencia motivada por la crecida del río Senegal, que amenazaba con inundar la ciudad de Saint-Louis. Ante esta situación, las autoridades decidieron realizar una apertura artificial en la Langue de Barbarie, a unos 7 km al sur de Saint-Louis, para facilitar que el agua del río alcanzase antes una salida al océano, y así bajase el nivel del agua.

El 3 de octubre de 2003 se realizó una zanja de apenas 4 m de anchura que se abrió con dos tractores. El agua del río se canalizó por esta nueva salida con tanta fuerza que en apenas 24 horas pasó a tener 40 m y en una semana unos 400 m de amplitud. Sin duda la medida funcionó correctamente y la ciudad se salvó de la inundación. Sin embargo, esta brecha en la Langue de Barbarie no ha dejado de irse ampliando y desplazando de forma natural, pasando a convertirse en la nueva desembocadura del río (Fig. 1). Este hecho ha originado un cambio brusco en las condiciones hidráulicas y en el transporte de sedimentos en la zona. El análisis de estos cambios desde el punto de vista geomorfológico en la zona de la nueva desembocadura constituye el objeto de este trabajo.



FIGURA 1. Imagen aérea del sector norte de la Langue de Barbarie, que separa el Atlántico del río Senegal. A medio término está la ciudad de Saint-Louis y al fondo la nueva desembocadura.

#### Los agentes dinámicos

En la desembocadura del Senegal pueden diferenciarse dos tipos de oleajes (Kane, 2010):

- Oleaje del NO: es el predominante a lo largo del año y particularmente intenso entre octubre y junio. La altura de ola tiene valores medios que oscilan entre 1 y 1,6 m y periodos entre 11-15 s (OMVS–SOGREAH, 2006).
- Oleaje del SW: Predomina entre julio y octubre y es debido a los vientos generados por el anticiclón de Santa Elena. El oleaje es menos importante, con alturas entre 0,8-1,2 m y periodos entre 5-10 s. Justo en esta época es cuando se producen los vientos más intensos, que en ocasiones llegan a superar los 15 m/s.

Fruto de este oleaje hay un intenso transporte longitudinal hacia el sur que se ha estimado entre 0,5- $1 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/año (Barusseau, 1995), el cual determina que el crecimiento medio de la flecha sea de unos 500 m/año (Ostenfeld y Jonson, 1972). Semejante tasa de crecimiento determina que la flecha alcance un gran desarrollo en pocos años, lo que acentúa su fragilidad. De hecho, según Gac *et al.* (1981), entre 1900 y 1980 se produjeron 13 rupturas de la barrera como consecuencia de la presión del río.

La distribución anual de las precipitaciones, concentradas desde finales julio a principio de octubre, determina que el caudal del río presente una enorme variabilidad a lo largo del año. En Bakel, considerada la estación de referencia del río Senegal ya que se encuentra aguas debajo de su último gran afluente, el caudal medio anual es de 676 m<sup>3</sup>/s. Sin embargo, este caudal oscila entre los  $3.320 \text{ m}^3$ /s en septiembre y apenas 9 m<sup>3</sup>/s en mayo (Thiam, 2005). Por tanto, es evidente que el régimen de lluvias condiciona la capacidad de descarga de sedimentos por el río. No obstante, esta capacidad de descarga está regulada desde 1985 como consecuencia de la construcción de la presa de Diama a unos 50 km de la desembocadura.

#### Metodología

A lo largo de 2011 se realizaron 5 levantamientos topográficos de los dos extremos de la nueva desembocadura. Para ello se utilizó un equipo DGPS marca Trimble R3, compuesto por dos receptores idénticos. Uno de ellos se situaba sobre un punto fijo y el otro era transportado en una mochila por un operador. El equipo funcionaba en modo cinemático con frecuencia de muestreo 1 Hz. Cada campaña se procuró hacer en bajamares vivas a fin de tener una cobertura completa del supramareal e intermareal. Además, se ha utilizado una serie de fotografías aéreas de la zona, obtenidas tanto de Google Earth como de imágenes satelitales a las que se ha tenido acceso.

## **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los levantamientos topográficos efectuados se muestran en la Fig. 2, donde se aprecia que el extremo norte de la nueva desembocadura experimentó una rápida progradación de unos 500 m en 10 meses. Esto supone unos 600 m/año, poco más que los 500 m/año estimados por Ostenfeld y Jonson (1972). Esta progradación fue más o menos constante, pues si bien entre marzo y mayo el avance fue mayor, los meses posteriores el crecimiento fue en amplitud y altura.

Por lo que respecta al extremo meridional, entre marzo y julio, se registró una merma de material muy considerable, que si bien no se tradujo directamente en retroceso, supuso un adelgazamiento muy marcado de la barrera, lo que contribuyó a debilitarla. Este adelgazamiento es el fruto de la erosión provocada por la propia deriva litoral, que ya en esta zona la capacidad de transporte sólido del oleaje, no se ve compensada por aportes procedentes de aguas arriba. La posterior época de lluvias, durante la que el caudal del río aumenta considerablemente y en la que se concentran los temporales, supuso que esta zona experimentase un retroceso lineal de unos 900 m en apenas tres meses.

Este proceso constatado mediante los levantamientos topográficos puede igualmente observarse mediante el análisis de fotografías satelitales. La Fig. 3 ilustra dicho proceso para los meses de agosto a diciembre de 2008. Si bien los fotogramas no suministran el dato de la elevación, permiten, por el contrario, apreciar la enorme cantidad



FIGURA 2. Levantamientos topográficos efectuados a lo largo de 2011 en los extremos norte (superior) y sur (inferior) de la nueva desembocadura. Nótese la progradación experimentada por el extremo norte y la brusca erosión registrada en el sur.

de material en suspensión, lógicamente relacionada con la descarga fluvial, que, como ya se ha comentado, está íntimamente asociada a la época de lluvias.

La Fig. 3 muestra el proceso general de migración de la desembocadura hacia el S, consecuencia de la deriva litoral como resultado de la progradación en el extremo septentrional y la erosión producida en el extremo meridional. Es de destacar que durante la época de lluvias el extremo norte se mantiene prácticamente estable, ya que el oleaje del NO se minimiza y la deriva litoral se anula. A partir de entonces, la deriva litoral se restablece y la flecha prograda nuevamente. Por el contrario, en el extremo sur durante la época de lluvias tiene lugar un retroceso todavía más significativo. En esta zona el oleaje dominante del NO erosiona la cara externa de la barrera a lo largo del periodo octubre-julio, provocando un adelgazamiento progresivo. Al llegar la estación de lluvias, los fuertes vientos generan temporales en los que son frecuentes los procesos de desbordamiento, que favorecen el desarrollo de nuevos inlets y la fragmentación de este lado de la barrera. La fuerte descarga fluvial contribuye a que los fragmentos de la barrera desaparezcan por completo. El resultado es un rápido retroceso de la barrera.



FIGURA 3. Imágenes satelitales de la nueva desembocadura entre agosto y diciembre de 2008 (Imágenes de Digital Globe).

Esta diferencia en la velocidad de desplazamiento entre ambos extremos de la desembocadura está claramente asociada a los distintos procesos que tienen lugar en ambos márgenes de la desembocadura, y particularmente durante la temporada de lluvias. La Fig. 4 modeliza este comportamiento, de manera que la separación entre las dos líneas, representa la amplitud de la desembocadura, claramente mayor al finalizar la época de lluvias.



FIGURA 4. Modelo conceptual que ilustra la migración y amplitud de la desembocadura. Los rectángulos grises indican la época de lluvias en los distintos años.

## CONCLUSIONES

La migración de la nueva desembocadura del río Senegal se produce a razón de unos 600 m/año y es resultado de la confluencia de una serie de procesos. La deriva litoral es el proceso dominante entre octubre y julio, y determina el crecimiento continuado del extremo norte de la desembocadura, únicamente interrumpido durante la época de lluvias. Por el contrario, en el extremo sur afectan tanto la deriva litoral durante la época seca, como los temporales y la descarga fluvial durante la estación de lluvias. En este caso, los procesos de *overwash* son determinantes en la fragmentación y retroceso de la barrera.

#### **AGRADECIMIENTOS**

Los autores expresan su agradecimiento a los proyectos ESEDSEN, financiado por el Gobierno de Canarias, y ESEDSEN2 (SEMACA), financiado por la Unión Europea, sin los cuales no hubiera sido posible realizar este trabajo.

#### REFERENCIAS

- Barusseau, J.P.; Bâ, M.; Descamps, C.; Salif Diop, E.H.; Giresse, P. y Saos, J.-L. (1995): Coastal evolution in Senegal and Mauritania at 10<sup>3</sup>, 10<sup>2</sup> and 10<sup>1</sup> year scales: Natural and human records, *Quaternary International*, 29-30: 61-73.
- Gac, J.Y., Kane, A. y Monteillet, J. (1981). Migations de l'embouchure du fleuve Sénégal depuis 1850. Cahiers ORSTOM, *Géologie*, XII (1): 73-75.
- Kane, C. (2010): Vulnérabilité du système socioenvironnemental en domain sahelien: l'exemple de l'estuaire du fleuve Sénégal. De la perception à la gestion des risques naturels. Tesis Doctoral (inédita), Université de Strasbourg y Université de Cheikh Anta Diop, 318 p.
- OMVS-SOGREAH. (2006): Accessibilité et implantation du port de Saint-Louis. Etude APS des ouvrages portuaires et d'accès de l<sup>ère</sup> étape. Plan de suivi et de gestion environnementale, 46 p.
- Ostenfeld, G. y Jonson, N. (1972): Étude de la navigabilité des ports du fleuve Sénégal. Études portuaires à Saint-Louis, Kayes et Ambidebi, Unpublished report, 2 vols. Nenninger et Chenevert, Inc., Montreal.
- Thiam, E.H.I. (2005): La problematique des eaux douces dans l'estuaire du fleuve Senegal: l'exemple de la zone du Gandiolais. DEA (unpublished), Université de Cheikh Anta Diop, Dakar, 52 p.

# Interacción dinámica y morfosedimentaria en el tramo inferior estuarino: El caso de Villaviciosa (NO España)

## Dynamic and morphosedimentary interactions in the lower estuary: case study of Villaviciosa (NW Spain)

## G. Flor<sup>1</sup>, G. Flor-Blanco<sup>1</sup> y J. Rey<sup>2</sup>

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo (Asturias). gfb@geol.uniovi.es; gflor@geol.uniovi.es 2 ESGEMAR, S.A. Estudios Geológicos Marinos. Local M5 frente al Muelle 7. Puerto de Málaga. 29001 Málaga. jjrey@esgemar.com

**Resumen:** Mediante estudios de batimetría, sísmica para determinar los espesores sedimentarios, caracterización sedimentológica (granulometrías y composición carbonatada biogénica), registros salinométricos y de corrientes en la columna de agua se propone un modelo dinámico y morfosedimentario para el área de interacción entre el estuario inferior y la playa de la barrera. La deriva de playa persistente hacia la bocana del estuario de Villaviciosa determina que el paso de desembocadura sea alargado, estrecho y somero, sugiriendo que los dragados futuros se concentren en este área.

Palabras clave: batimetría, sísmica, sedimentología, dinámica mareal, estuarios

**Abstract:** Through studies of bathymetry, seismic profiles to calculate the thicknesses of bottom sediments, sedimentological characterization (grain size and biogenic carbonate composition), salinometric and velocity records in the water column a dynamic and morphosedimentary model is suggested where an interaction between the estuary and lower confining barrier beach occurs. Persistent beach drift toward the mouth of the Villaviciosa estuary determines that the mouth is long, narrow and very shallow, suggesting that future dredging focus on this segment.

Key words: bathymetry, seismic, sedimentology, tide dynamics, estuaries.

## INTRODUCCIÓN

Los procesos dinámicos predominantes de carácter mareal y fluvial, que intervienen en la franja de transición inferior de un estuario, y los derivados del oleaje incidente son analizados para comprender cualquier modificación en la gestión de estuarios, como los que contienen algún puerto en su interior. Cualquier contribución pasa por elaborar un modelo simplificado en el que se integren estos aspectos junto con los morfológicos y sedimentarios, que sirvan de base para proponer actuaciones específicas y prever comportamientos futuros.

La mayor parte de los estuarios cantábricos están confinados por barreras arenosas, que desarrollan playas disipativas y culminan con campos dunares. Los que albergan un puerto en su interior han construido sendos diques sobre el canal principal y paso de desembocadura, en algunos casos, alargados unos centenares de metros mar afuera. Habitualmente, la gestión portuaria se focaliza en la fijación de las márgenes activas mediante diques, rellenos para ubicación de muelles, reclamación para usos diversos y dragados que faciliten la navegación. Se aplica al estuario de Villaviciosa, donde se han seguido investigaciones para el Servicio de Puertos de Asturias ante un proyecto de dragado en los accesos a su dársena para usos recreativos, para lo cual se aportan datos precisos necesarios para la toma de decisiones. Este estuario ha sido objeto de numerosos estudios, como sumarizan Flor-Blanco y Flor (2009).

## METODOLOGÍA

Se han aplicado algunas técnicas, como el levantamiento taquimétrico en la playa, batimetría (Ecosonda monohaz a 24-200 kHz) y sísmica de reflexión continua de alta resolución (Perfilador 3.5 kHz), además del sónar de barrido lateral GeoAcoustics (100/500 kHz) de los fondos de la playa y del estuario, que incluye la barra y paso de desembocadura exento y el canal principal escollerizado hasta la dársena de El Puntal. Se han caracterizado sedimentológicamente 20 muestras superficiales y se controlaron las salinidades y velocidades y sentidos de corrientes en embarcación durante un ciclo de mareas vivas; las estaciones se ubicaron en las márgenes y en el centro, registrando los datos desde la superficie al fondo cada 0,50 m (Fig. 1).



FIGURA 1. Tramo inferior del estuario de Villaviciosa en que se reproduce la batimetría detallada a intervalos de 0,5 m en la playa y canal principal escollerizado. Se detallan las muestras arenosas y los perfiles de control de salinidad y corrientes en un ciclo de mareas vivas.

#### RESULTADOS

#### Batimetrías

El canal escollerizado está constituido por un cauce de mayor profundidad, que muestra un trazado sinuoso, dejando barras arenosas en sus costados, algunas emergiendo en mareas vivas. En la margen oriental, donde se conecta la bahía de Misiego, se genera una depresión profunda de hasta 9 m. Aguas abajo, el eje del canal tiene calados algo superiores y, en el paso escollerizado, alcanza un máximo de 4 m, pero se estrecha considerablemente, ubicándose en la margen O.

En este segmento la playa se continúa hacia el paso confinado por los diques, construyendo el ápice de la barrera o bien se trata de una barra lateral del paso. Este paso se prolonga, incluso con menor anchura, hasta resolverse en la barra de desembocadura, con una geometría horquillada a profundidades de 6-7 m. La singularidad de esta playa disipativa se manifiesta en la estabilización de un bancal somero en su costado occidental, apoyado sobre el paso externo.

#### **Espesores sedimentarios**

Se considera el espesor entre el fondo y la superficie del sustrato consolidado (roca). La cobertura de sedimentos sueltos no es uniforme y está repartida irregularmente en pequeños depocentros de los cuales los mayores en rojo (>5 m) se sitúan en la margen oriental del paso exento y otros menores representan las barras del canal principal. Asimismo, los afloramientos rocosos (azul intenso) bordean la zona interna de ambos diques a lo largo del canal (Fig. 2).

#### Dinámica estuarina

Tanto las salinidades como las velocidades y sentidos de las corrientes de flujo y reflujo siguen las pautas habituales en estuarios que, en este caso, están dominadas por las aguas salinas en lo que constituye un estuario verticalmente homogéneo en términos promediados (Flor *et al.*, 1996). No obstante, se detectan mezclas parciales cada vez más acentuadas, situándose las aguas más saladas en el costado occidental, debido al efecto de Coriolis, y por el fondo con velocidades menores por rozamiento.





FIGURA 2. Mapa de isopacas con equidistancias de 1 m.

La complejidad es alta en el inicio de las llenantes, produciéndose procesos alternantes de flujo o reflujo y la consiguiente estratificación, con agua salada intruyéndose por la margen O. En vaciantes, el perfil exterior registra velocidades máximas (1,60 m/s), disminuyendo hacia el E (0,55 m/s) y hacia el fondo. Aguas arriba, decrecen las velocidades, detectándose una lengua de agua intensa al desaguar la ensenada de Misiego.

#### Caracterización sedimentológica

Se simplifica la información granulométrica considerando la Media y el Calibrado, como más representativos, y la composición carbonatada (Fig. 4). Las isolíneas se adaptan a la traza sinuosa del canal principal, con los tamaños mayores y los más finos por las barras laterales. También lo hacen a la geometría de la barra de desembocadura, cuyos tamaños mayores aparecen en la rampa de alto flujo, siendo más finos en los brazos envolventes, así como la transición hacia el bancal de la terraza de bajamar de la playa de Rodiles.

Peores clasificaciones se dan en el lecho del canal, mejorando en las barras laterales; en la rampa de la barra de desembocadura son malas, mejorando en los brazos. Los lechos de los canales tienen altos porcentajes de carbonato (mayor energía) y menores hacia las barras laterales; son máximos (62,5%) en la rampa de la barra de desembocadura, para decrecer paulatinamente hacia el E.



FIGURA 3. Esquema de distribución de salinidades y velocidades y sentidos de corriente obtenidos para un ciclo mareal a lo largo del canal principal escollerizado.



FIGURA 4. Mapa de tendencias de isolíneas de los parámetros de relación ( $Mz y \sigma_I$ ) y del contenido carbonatado biogénico.

#### Modelo morfodinámico y sedimentario

El tramo del canal principal escollerizado exhibe un trazado sinuoso con barras de fuerte influencia fluvial (reflujo) en ambas márgenes, sólo retocadas en llenantes. La extrusión de la bahía de Misiego genera una depresión erosiva en vaciantes, pero, en llenantes, activa un delta mareal de flujo sobre la misma.



FIGURA 5. Modelo morfodinámico del tramo inferior del estuario de Villaviciosa y la interacción con la playa de la barrera confinante.

El paso escollerizado y exento se estrecha por la deriva de arena desde el E por el oleaje incidente, que intenta completar la barrera y el avance de la barra de la terraza de bajamar. Este mismo proceso causa la gran longitud y estrechez del paso exento, que ternina mar afuera en la barra horquillada de desembocadura apuntando hacia el N, pero a cierta profundidad.

## CONCLUSIONES

La problemática de la dinámica morfosedimentaria está focalizada principalmente en deriva hacia el O de las arenas de playa, que estrecha y someriza el paso de desembocadura, en tanto que el lecho del canal escollerizado mantiene calados suficientes. Consecuentemente, los dragados de mantenimiento deberían limitarse al paso exento, incrementando su periodicidad cuando persistan oleajes incidentes que contribuyan con una mayor deriva de playa.

## AGRADECIMIENTOS

Al Profesor D. Juan Antonio Morales de la Universidad de Huelva por sus atinados comentarios.

#### REFERENCIAS

- Cooper, J.A.G. (2003): Anthropogenic impacts on estuaries. Coastal zones and estuaries. *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, UNESCO, EOLSS Pubs., Oxford, UK. http://www.eolss.net/Sample-Chapters/C09/E2-06-05-02.pdf.
- Flor-Blanco, G y Flor, G. (2009): Aspectos geomorfológicos del tramo inferior del estuario de Villaviciosa (Asturias) en relación con su evolución histórica. *Revista de la Sociedad Geológica de España, 22*: 123-136.
- Flor, G., Fernández Pérez, L. A., Menéndez Fidalgo, R., Martínez Cueto-Felgueroso, M<sup>a</sup> E. y Rodríguez-Casero, G. (1996): Dynamics and sedimentation of the mesotidal estuary of Villaviciosa (Asturias, Northern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 205-220.

# Morfología, dinámica y evolución del tramo externo del estuario de San Vicente de la Barquera (Cantabria, NO España)

## Morphology, dynamics and evolution of the outer San Vicente de la Barquera estuary (Cantabria, NW Spain)

## G. Flor-Blanco<sup>1</sup>, G. Flor<sup>1</sup> y L. Pando<sup>1</sup>

1 Dpto. Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo (Asturias). gfb@geol.uniovi.es; gflor@geol.uniovi.es; lpando@geol.uniovi.es

**Resumen:** El estuario de San Vicente de la Barquera está formado por dos valles excavados en materiales blandos (Mesozoico inferior) y fallas pasivas. Estos dos subsistemas estuarinos: Escudo (valle principal) y Gandarilla, comparten la bahía arenosa central y el complejo de desembocadura. En esta última, se ha formado una barrera confinante constituida por un sistema de dunas/playa que, en la actualidad, está fijada por un dique NE-SO, el cual ha desencadenado una progradación importante en los últimos 50 años. Conectado con la parte interna del paso de desembocadura, en la bahía arenosa se activa un amplio delta de flujo mareal, que es la unidad morfosedimentaria más característica del estuario, especialmente durante la media marea ascendente. Tiene una forma acorazonada característica donde el efecto de Coriolis, en general, y el giro levógiro durante la pleamar son fundamentales para entender la disposición del mismo y de las estructuras de flujo y reflujo de lecho, principalmente. Se desarrollan llanuras arenosas y la presencia de playas estuarinas en la margen derecha, como en numerosos estuarios cantábricos, culminando con reducidas dunas estuarinas completan el conjunto morfosedimentario del tramo inferior estuarino.

Palabras clave: estuario, barrrera confinante, progradación, delta de flujo, Coriolis.

Abstract: The estuary of San Vicente de la Barquera is constituted by two excavated valleys on soft sedimentary rocks (Lower Mesozoic) and passive faults. These two subsystem estuaries: Escudo (main valley) and Gandarilla share the outer estuarine zones, the sand bay and mouth complex. Latter zone referred is the confining barrier that is represented by an aeolian dune/beach system that nowadays is fixed by a jetty NE-SW which allowed the system progradation in the last 50 years. Connected to the inner inlet, occuping the sandy bay, is the flood-tidal delta, the most important dynamic and sedimentary unit. It has heart-shape caused by the large amplitude of this estuarine zone, where the main Coriolis effect and a counterclockwise rotation during high tide are essential to the development of this sand delta, including the of ebb and flow tide structures, mainly spill-over lobes, sand waves and megaripples. Sand flats and estuarine beaches on the right side of the bay are common in many Cantabrian estuaries, even culminating with small estuarine dune field constitute the other morphosedimentary units in this outer estuary.

Key words: estuary, confining barrier, progradation, flood-tidal delta, Coriolis.

## INTRODUCCIÓN

Situado en el occidente de Cantabria, está drenado por el río costero del Escudo, de mayor longitud y una orientación N-S, y el arroyo Gandarilla. Se encuentra confinado por materiales cretácicos, principalmente, tanto calcáreos como siliciclásticos, mientras que el vaso estuarino se formó por la mayor erosionabilidad de materiales blandos triásicos de arenas, arcillas, lutitas, evaporitas y margas, junto con la presencia de fallas que favorecieron la generación de procesos halocinéticos. Esto contrasta con la mayor parte de los estuarios cantábricos, donde el control litológico en el confinamiento del valle estuarino es mucho más marcado, jugando un papel fundamental en la dinámica estuarina.

Los materiales de relleno estuarino están directamente relacionados con los aportes siliciclásticos por deriva litoral desde los estuarios vecinos de Tina Mayor y Tina Menor (Flor Blanco y Flor, 2008), en relación con el último ciclo eustático, ya que las cuencas hidrográficas del Escudo y Gandarilla contribuirían con un volumen de sedimentos comparativamente menor.

De acuerdo con Ryan et al. (2003), usando la terminología de Dalrymple et al. (1992), los estuarios cantábricos pueden considerarse como estuarios dominados por oleaje (WDE), aunque en este caso con ciertos matices ya que el oleaje es solamente efectivo en la bocana. En cambio, las mareas y, en menor medida, las descargas fluviales tienen una mayor importancia en la dinámica y la distribución sedimentaria.

La clasificación que mejor se aplica es la de Sloss et al. (2006), quienes asignan a este tipo de estuarios como de barreras dominadas por oleaje o bien estuarios de valle inundado, según Pritchard, (1967) y Cooper, (2006). En definitiva, se pueden considerar como estuarios confinados por la litología (Posamentier et al., 1988).



FIGURA 1. Situación del estuario de San Vicente. La línea continua representa el campo dunar previo a la construcción del dique, mientras que la discontinua marca el límite dunar actual.

Los rangos son muy contrastados, desde micro a macromareal, estableciéndose dentro de la categoría de mesomareal. Precisamente, el rango mareal condiciona, en buena medida, la geometría del área de desembocadura. Para Hayes (1975), se trataría de un sistema confinado con grandes morfologías arenosas internas, denominadas por la construcción de un delta de flujo mareal.

La onda mareal o mecánica experimenta un incremento dentro del estuario hasta el inicio de las marismas, desde donde empieza a amortiguarse aguas arriba, asimilando este comportamiento a estuarios de tipo hipersincrónicos, según el criterio de Le Floch (1961).

El río Escudo tiene una superficie de 71,93 km<sup>2</sup> y una longitud de 25,60 km, drenando un caudal medio anual de 1,23 m<sup>3</sup>/s, mientras que el arroyo Gandarilla, con una cuenca de 23,90 km<sup>2</sup>, no ha sido aforada.

#### RESULTADOS

#### Morfología

El estudio se centra dentro de las zonas estuarinas correspondientes al Complejo de Desembocadura y la Bahía arenosa (Flor, 1995), ambas de carácter arenoso en su mayoría, con algunos fondos de cantos y fangos de manera accesoria. En la parte externa del estuario se distinguen:

#### Complejo de desembocadura

Las escolleras en ambas márgenes canalizan el paso de desembocadura y, a su vez, anclan la barrera con la la playa expuesta y el complejo dunar. Barra de desembocadura. Tiene una morfología muy laxa y pobremente definida con tendencia a una forma arqueada muy alargada, apuntando hacia el N. No siempre se genera.

Paso de desembocadura. Canal de desembocadura ("tidal inlet") con anchura de 160 m, que se desarrolla en un tramo casi totalmente escollerizado y confinado con una longitud de unos 625 m. En este paso, se genera una barra longitudinal en forma de bastón adosada al dique occidental.



FIGURA 2. Evolución del campo dunar desde 1944 hasta 2010. En discontinuo la superficie total, en trazo grueso marcado el perfil oeste, en punteado el central y en trazo continuo tenue el oriental.

Barrera confinante. Formada por la playa de Merón, aunque muy modificada por el dique oriental. El campo dunar inicial (dunas fósiles en la porción interna) de algo más de 200 m de anchura, se amplió considerablemente por migración del conjunto (dunas activas) con motivo de las obras de canalización en el estuario. Las dunas activas no superan los 20 m de anchura y se componen de un cordón dunar en contacto con la playa superior y algunas dunas lingüiformes, que se proyectan desde el costado de sotaventoy, en la franja interna, con una mayor extensión de dunas tabulares. El borde externo del campo dunar es claramente erosivo salvo la zona más occidental adosada al dique, donde se aprecia una ligera sedimentación (Fig. 2).

El margen occidental es el que se ha incrementado de manera más evidente desde la construcción del dique en 1944, con una tendencia progradante muy importante durante los primeros 35 años, mientras que los perfiles central y oriental han tenido una evolución menor, algo más de 150 m de progradación frente a los casi 300 m del perfil oeste. La línea discontinua rosa, que marca la evolución en superficie, supone un avance del campo dunar hasta finales de la década de los 70 del siglo pasado. Paulatinamente, disminuye la superficie, debido a la ocupación antrópica (Fig. 2). A partir del inicio de este siglo, la Demarcación de Costas en Cantabria toma medidas de preservación del frente dunar de manera que se produce una estabilización la cual solamente se retoca con momentos de erosión estacional durante el periodo de tormentas, aunque tiende a recuperarse posteriormente.

Se caracteriza por la predominancia de las litologías arenosas, ocupando una superficie casi el doble de la anterior y siendo el delta de flujo el que ocupa algo más de un tercio del total. Se generan una gran variedad de unidades morfosedimentarias y dinámicas:

<u>Canal principal</u>. Ligado directamente al canal fluvial del río Escudo sobre el costado oriental con una baja sinuosidad; se generan numerosas estructuras mayores de lecho, como barras horquilladas, tanto de flujo como de reflujo, y numerosas ondas de arena con cresta recta o sinuosa, en las márgenes, y lechos planos en áreas de mayor flujo.

<u>Canal secundario</u>. Es un canal menor, que tiene su desarrollo en el costado occidental de la Bahía; su papel es más importante durante las llenantes en que sirve de canal de entrada de agua marina, mientras que durante las vaciantes se comporta como un desagüe fluvial al que se une el del arroyo Gandarilla. Durante pleamares vivas forma parte del movimiento levógiro en toda su extensión sobre la capa de agua superficial (alrededor de 1 m).



FIGURA 3. Cartografía morfológica de la parte externa del estuario de San Vicente de la Barquera.

Delta de flujo mareal. Es la estructura arenosa más significativa del estuario, de forma acorazonada en planta y 720 m de longitud, que se sitúa entre los canales principal y secundario (Fig. 3). Se desarrollan tres rampas de alto flujo bien diferenciadas que permiten la entrada de corrientes y sedimento durante las llenantes. Su porción más interna se resuelve en una amplia plataforma arenosa, donde se disipa la energía de forma centrífuga desde la rampa en que el flujo se transforma de concentrado a planar; en las áreas menos

energéticas, los fondos arenosos se colonizan con *Enteromorpha* y *Zostera*.

Las estructuras de lecho más energéticas están representadas por ondas de arena de cresta recta o ligeramente sinuosa, principalmente en las márgenes occidental y central; las de mayor sinuosidad se generan en la margen oriental; durante los reflujos se producen también ondas de arenas y megaripples en los contactos con el canal secundario.

Llanuras arenosas. Superficies subplanas en la franja occidental culminadas con numerosos ripples de corriente, que están surcadas por escasos canales mareales menores incipientes. En numerosos sectores, afloran fangos endurecidos que constituyen restos de una antigua llanura fangosa con numerosa infauna.

<u>Playas y dunas estuarinas</u>. Situadas en la margen oriental de la Bahía, se denominan Tostadero y de los Vagos. Se extienden con anchuras de 125 m y 90 m, respectivamente, desarrollando superficies aplanadas ligeramente inclinadas hacia el canal, marcas tenues de vaivén y porosidad de burbuja en los centímetros superficiales.

El Tostadero pertenecía a la parte posterior de la barrera confinante, pero al construir el dique quedó separada junto con una pequeña porción de dunas, que ha sido realimentada durante varios años. Mientras la playa de los Vagos se formó por los depósitos de los dragados del canal y el puerto en algún momento de los años 90 y en la actualidad, la deflación por vientos del SO ha construido dunas tabulares ya vegetadas. Está conectada con el canal principal a la que se le adosa una barra horquillada de flujo en la parte intermareal.

#### Dinámica

Es variable según la zona y las unidades morfosedimentarias sobre las que actúa. Dentro del Complejo de Desembocadura, el oleaje afecta a la zona playera y las dunas, erosionándolas durante temporales. En la playa de Merón, se genera una deriva playera E-O favoreciendo la acumulación de sedimento hacia la margen occidental anclada por el dique, provocando que parte del sedimento que supera la escollera se deposite en el paso de desembocadura.

El viento es un agente importante en la formación de las dunas de Merón con direcciones NE, NO y N, mientras que en el interior del estuario, el componente SO ha dado lugar a las dunas adosadas a las playas estuarinas orientales.

El papel del confinamiento y la amplitud de la Bahía es fundamental para la formación del gran delta mareal central, al producirse corrientes de alto flujo por el fondo (NE-SO) que, desde la media marea ascendente hasta poco antes de la pleamar y solo en mareas vivas, conforma una corriente levógira más débil, debida al efecto de Coriolis. Éste afecta a toda la Bahía, modelando la morfología acorazonada final. Esta es la causa de que los bordes del delta de flujo tengan un perfil subredondeado, tan distinto de los citados por Hayes (1970) en estuarios mesomareales de rangos medios inferiores a los cantábricos, donde el rozamiento sobre el fondo con una columna de agua menor impide el giro apuntado.



FIGURA 3. Esquema morfodinámico simplificado del funcionamiento del sistema.

La circulación en el estuario durante las llenantes favorece la entrada de agua salina por la margen occidental y central, restringiendo la salida de agua de mezcla por la margen opuesta, coincidiendo con el momento mareal más energético dentro del sistema. Esto se generaliza en todo el estuario, dependiendo también del momento mareal, ya que durante la media marea descendente y la bajamar, el mayor nivel energético se desplaza hacia el exterior correspondiente al sector N de la bahía y la desembocadura. Durante el momento álgido de la bajamar, se produce el doble flujo en las capas superficiales con entrada agua salina en profundidad debido a su mayor densidad.

## CONCLUSIONES

En este estuario, a diferencia de la mayor parte de los cantábricos, el confinamiento sedimentario es poco marcado. La variación morfológica más importante en el sector septentrional se ha producido en la bocana por la construcción de sendos diques de canalización para dar uso portuario. Esta actuación ha provocado una progradación rápida y acentuada de la barrera confinante en que el campo dunar ha generado cordones dunares (<2 m) y dunas tabulares. Esto es indicativo de una rápida entrada de sedimento que ocupa el espacio una vez construido el dique hasta producirse una nivelación con respecto al nivel del mar, una vez colmatado ese espacio. En cuanto a la dinámica, es fundamental la entrada de corrientes en llenantes, de manera que una vez rebasado el confinamiento artificial, el flujo se concentra en el delta de flujo que lo distribuye centrífugamente hacia el interior. Solo durante pleamares vivas, el efecto de Coriolis favorece un giro levógiro en superficie que beneficia el retoque de esta estructura acorazonada. En el resto de momentos mareales, destaca el giro levógiro con entrada de flujo por el oeste y reflujo por el este.

## BIBLIOGRAFÍA

- Cooper, J.A.G., 2006. Geomorphology of Irish Estuaries: Inherited and Dynamic Controls. *Journal* of Coastal Research, SI 39, 176-180.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
- Flor, G. 1995. Clasificación y caracterización de los estuarios asturianos. *IV Coloquio Internacional* sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya, O. Cendrero e I. Olaso, Eds. Santander. Comunicaciones: 133-141.
- Flor Blanco, G. y Flor, G., 2008. Aspectos dinámicos y morfosedimentarios del estuario de Tina Menor (Occidente de Cantabria, NO de España). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo 28, 41-68.
- Hayes, M.O., 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to symposium. In: Cronin, L.E. (Ed.). *Estuarine Research, II, Geology* and Engineering, 3-22. Academic Press, Inc.
- Le Floch, P., 1961. Propagation de la Marée dans l'Estuaire de la Seine et en Seine Maritime. Thèse Doctorat d'État (unpublished). Université de Paris. 507 pp.
- Ryan, D.A., Heap, A.D., Radke, L., Heggie, D.T., 2003. Conceptual models of Australia's estuaries and coastal waterways; application for coastal resource management. Geoscience Australia. Commonwealth of Australia, p. 145.
- Sloss, C.R. Jones, B.G. McClennen, Ch E., de Carli, J., Price, D.M., 2006. The geomorphological evolution of a wave-dominated barrier estuary: Burrill Lake, New South Wales, Australia. *Sedimentary Geology*, 187, 229-249.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II-sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., Van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (eds.). Sea-level Changes: An Integrated Approach, 42. SEPM Publication, 125-154.
- Pritchard, D.W., 1955. Estuarine circulation patterns. *Proceedings* of the *American Society Civil Engineers*, 81, 717/1-717/11.

## Contribución de la fotogrametría al estudio de la evolución de un sector del caño mareal del Río San Pedro (Bahía de Cádiz, España)

## Contribution of photogrammetry to the study of the evolution of a sector from the Río San Pedro tidal channel (Cádiz Bay, Spain)

## S. García-López<sup>1</sup>, J.M. Gutiérrez Mas<sup>1</sup>, J.M. Ibáñez Ageitos<sup>1</sup> y O. Hidalgo Huertas<sup>1</sup>

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz, Campus Río San Pedro 11510 Puerto Real (Cádiz). santiago.garcia@uca.es

**Resumen:** La utilización de fotografías aéreas históricas permite retroceder en el tiempo y percibir rasgos del paisaje en fases previas de desarrollo. Las técnicas de tratamiento digital, junto con el acceso vía internet a las bases de datos fotogramétricas implementadas recientemente por diferentes instituciones, proporcionan una herramienta poderosa para el estudio de fenómenos dinámicos. En este trabajo, se presenta la aplicación de técnicas fotogramétricas al estudio del cambio en el canal mareal del Río San Pedro, en las proximidades de su desembocadura en la Bahía de Cádiz. El estudio se basa en el análisis y comparación de 10 ortofotografías procedentes de vuelos realizados entre 1956 y 2010. Se cuantifica el principal fenómeno que afecta a ese tramo de canal, que es la migración lateral del cauce hacia el SE (entre 1,15 y 1,4 m/año). Este fenómeno provoca el retroceso del escarpe erosivo que delimita el backshore (entre 0,5 y 0,25 m/año), constituido por una formación de arenas eólicas fijadas con vegetación, que a su vez constituye la principal fuente de aportes arenosos al canal. La menor tasa de retroceso del escarpe erosivo frente a la migración del canal se traduce en un cambio en la pendiente y anchura de la zona intermareal y una activación del dinamismo del medio.

Palabras clave: ortofotografía, canal mareal, migración del canal, Río San Pedro, Bahía de Cádiz

**Abstract:** Using historical aerial photographs we can go back in time and perceive landscape features in earlier phases of development. The digital processing techniques together with the Internet access to the photogrammetric databases recently generated by some institutions provide a powerful tool for studying dynamic phenomena. This paper presents an application of photogrammetric techniques to study the change in the tidal channel of Río San Pedro, near its mouth in the Cadiz Bay. The study is based on analysis and comparison of 10 orthophotos from flights made between 1956 and 2010. The major phenomenon affecting that stretch of canal is quantified. It is the lateral migration of the channel to the SE (between 1.15 and 1.4 m / year). This phenomenon leads to the recoil of erosional escarpment that bounds the backshore (between 0.5 and 0.25 m / year), consisting of a aeolian sands formation fixed with vegetation, which is the main source of sand to the channel. The lower rate of recoil of erosional escarpment compared to channel migration produces a change in the slope and width of the intertidal zone and an activation of dynamism.

Key words: orthophotography, tidal channel, channel migration, Río San Pedro, Cádiz Bay

## INTRODUCCIÓN

El estudio de los sistemas morfo-sedimentarios costeros es esencial para conocer los factores que controlan los procesos y tendencias evolutivas y aporta información sobre la acción de los agentes hidrodinámicos. La vulnerabilidad de estas zonas ante los cambios y la degradación observada en ciertos casos, ha promovido el interés de las administraciones, que adoptan medidas correctoras para detener el deterioro y sostener la actividad económica. Con objeto de aplicar de forma adecuada las medidas correctoras y evitar el agravamiento de los problemas, estas intervenciones deben ampararse en el conocimiento del medio y de la respuesta esperable ante los cambios.

En los últimos años la Bahía de Cádiz ha estado sometida a una intensa ocupación urbana e industrial, que ha conducido a cambios morfológicos en respuesta de la ruptura del equilibrio medioambiental. Además, desde el último máximo eustático (6.000 a 6.500 años BP), la Bahía ha experimentado cambios erosivodeposicionales, que han condicionado notablemente su evolución (Zazo et al., 1994; Dabrio et al., 2000; Lario et al., 2002; Gutiérrez-Mas et al., 2009).

En este trabajo, se aborda el estudio de la evolución reciente del caño mareal del Río San Pedro (Puerto Real. Cádiz), en un sector próximo a la desembocadura, con objeto de conocer su respuesta frente a los cambios naturales y la intervención humana. La zona de estudio se encuentra en la costa atlántica de Andalucía (SO de España), en el margen izquierdo de la desembocadura del Rio San Pedro (Fig. 1), un canal mareal que forma parte del sistema de islas-barrera que ocupa la Bahía. El sustrato está compuesto por arenas cuarcíferas finas bien seleccionadas, con laminación cruzada tangencial e

intercalaciones bioclásticas constituidas por valvas de *Glycymeris*. Se trata de arenas eólicas fijadas por el Pinar de La Algaida (Gutierréz Mas et al., 2009).



FIGURA 1. A) Situación geográfica de la zona de estudio. B) Cartografía sedimentaria y medioambiental del Río San Pedro y localización de la zona de estudio.

El Pinar de la Algaida termina de forma brusca en la playa actual (Fig. 2). Su límite muestra rasgos erosivos, escarpes arenosos de poca altura, penetraciones marinas (*washover*) y árboles desprovistos de la sujeción del suelo.



FIGURA 2. Perfil medioambiental de la zona de estudio.

Los depósitos de playa proceden de la erosión de esa formación, por lo que están constituidos por arena fina cuarcífera bien seleccionada (90-98%), una fracción grava constituida por restos fosilíferos anteriormente citados, junto con conchas actuales y fragmentos de roca arenisca (4-9%) y un contenido bajo en finos (3-6%). Intercalados en la arena de la playa, aparecen algunos niveles fangosos. Estas arenas alcanzan la playa a través de la escorrentía superficial en momentos de alta pluviosidad y por la erosión marina directa, a través de la acción combinada de las corrientes mareales y el pequeño oleaje que se genera sobre las aguas del caño. Al N de la zona de estudio, los depósitos arenosos son sustituidos por fangoarenosos, que forman parte de una estrecha llanura mareal a lo largo de la orilla del caño, sobre los que se asienta vegetación halófita (Gutiérrez Mas et al., 2013).

El régimen hidrodinámico está controlado por las mareas, que son de carácter semidiurno y rango medio de 2,2 m. Respecto al oleaje, aunque su efecto es de menor cuantía comparado con las zonas de playa abiertas, es importante en combinación con la mareas.

## MATERIALES Y MÉTODOS

La información de base de este trabajo consiste en ortofotografías obtenidas de REDIAM, Red de Información Ambiental de Andalucía (Junta de Andalucía), elaboradas a partir del tratamiento fotogramétrico de vuelos efectuados en los últimos 57 años por diversas instituciones. Esta información es accesible de forma gratuita en el servidor institucional (http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/re diam). El área de estudio está incluida en la hoja 1061-4-4 de la cobertura andaluza. Tras un examen detallado, se seleccionaron las imágenes de 10 fechas, cuyas características se presentan en la Tabla I.

| Fecha   | Tipo     | Pixel | Observaciones                       |
|---------|----------|-------|-------------------------------------|
| vuelo   | Película | (m)   |                                     |
| 1056 57 | Pancro-  | 1     | Muy mala calidad radiométrica.      |
| 1930-37 | mático   | 1     | Marea alta. Agua poco transparente  |
| 1077.92 | Pancro-  | 0.5   | Excelente calidad radiométrica.     |
| 19/7-85 | mático   | 0,5   | Marea baja                          |
| 109/ 95 | Pancro-  | 1     | Deficiente calidad radiométrica.    |
| 1964-65 | mático   | 1     | Ralladuras. Marea alta.             |
| 1007.00 | Pancro-  | 1     | Deficiente calidad radiométrica.    |
| 1997-98 | mático   | 1     | Marea muy alta. Poca transparencia  |
| 1008.00 | Color    | 1     | Mala calidad radiométrica. Marea    |
| 1990-99 | Coloi    | 1     | alta                                |
| 2001.02 | Pancro-  | 0.5   | Excelente calidad. Marea muy alta.  |
| 2001-02 | mático   | 0,5   | Agua muy transparente. Brillos      |
| 2004.05 | Color    | 1     | Buena calidad radiométrica. Marea   |
| 2004-03 | Coloi    | 1     | muy baja                            |
| 2006.07 | IR-      | 0.5   | Marea alta. Agua transparente. Útil |
| 2000-07 | Color    | 0,5   | para clorofila                      |
| 2008 00 | Color    | 0.5   | Excelente calidad radiométrica.     |
| 2008-09 | Color    | 0,5   | Marea baja. Imagen de referencia    |
| 2010 11 | Color    | 0.5   | Defectuosas bandas G y B. Marea     |
| 2010-11 | Color    | 0,5   | baja                                |

TABLA 1. Características de las ortofotografías consideradas en este trabajo. En el texto, para cada vuelo se considera el primer año del vuelo como identificativo del mismo.

El tratamiento realizado comenzó con el remuestreo de todas las imágenes a 0,5 m. Dada la existencia de desajustes posicionales significativos entre diferentes imágenes, se aplicaron transformaciones geométricas por el método de puntos de control, utilizando la imagen de 2008 como referencia y un número de puntos de entre 11 y 28, según el caso. El ajuste geométrico entre imágenes se consideró aceptable cuando el ECM (Error Cuadrático Medio) fue menor que 0,5 m. A continuación, las imágenes fueron recortadas según un marco común de 500×500 m. Posteriormente, se vectorizaron los rasgos de interés, que fueron superpuestos y comparados, y se realizaron medidas de distancia, longitud y superficie. En algún caso, fue necesaria la generalización de líneas y la definición de ejes mediante procedimientos digitales.

Por otra parte, el medio ha sido estudiado mediante campañas de campo en las que se realizó exploración del terreno, toma de muestras para su posterior análisis granulométrico y análisis de la fracción arena y levantamiento de secciones estratigráficas. Ello posibilitó el análisis de las litofacies presentes en los depósitos.

## **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

El estudio fotogramétrico proporciona evidencias de los siguientes fenómenos: (1) migración lateral y variación de anchura del canal, (2) erosión de la zona de intermareal (playa) y (3) pérdida de masa forestal y penetraciones mareales.

#### Migración lateral y variación de anchura del canal

Para su estudio se seleccionaron las imágenes de 1977, 1998 y 2008, por presentar una altura de marea muy parecida entre sí. En cada una fue definido un eje equidistante a ambas márgenes, que ha sido utilizado como elemento de referencia (Fig. 3a).



FIGURA 3. (a) Posición del eje del canal en los años 1977, 1998 y 2008, sobre la imagen de 1977. (b) Evolución espacio-temporal de la anchura del cauce en el sector considerado (distancia desde Oeste).

La consideración de 12 transectos transversales ha permitido cuantificar la migración lateral del eje y las variaciones en la anchura inundada. El desplazamiento medio en el eje entre 1977 y 1998 fue de 24 m hacia el SE, lo que arroja una tasa anual de 1,25 m/año, mientras que en el periodo 1998 y 2008 fue de 14 m (1,4 m/año), un 20% mayor que en el periodo anterior. La migración lateral del cauce se justifica por la curvatura del cauce y de la acción erosiva bidireccional de la corriente de marea (Davis y Dalrymple, 2012). En efecto, como sucede en un meandro fluvial, en la margen cóncava se produce una concentración de las líneas de corriente que conlleva un aumento de velocidad de flujo y con ello un incremento de la capacidad de erosión y transporte. Por el contrario en la margen convexa la velocidad se ralentiza y se favorece el depósito. Muñoz Pérez et al. (2001) atribuyen sin embargo, la migración del cauce a los rellenos con fines portuarios e industriales en la zona de la el margen Cabezuela, en izquierdo de la desembocadura del Río San Pedro, que forzaron el

desplazamiento de la desembocadura hacia el N y a la reducción de los caudales circulantes por el canal principal. Se trate de factores naturales o antrópicos, en la zona de estudio se constata una evolución neta del medio, establecida a través de la medida de parámetros concretos, que ponen de manifiesto la existencia de un medio activo, cambiante y erosivo. En cuanto a la variación de la anchura del canal en marea baja (Fig. 3b) se observa un estrechamiento en el sector NE del tramo estudiado (de entre 20 y 25 m), por acreción de una barra arenosa adosada a la margen derecha y un ensanchamiento de unos 10 m inmediatamente aguas arriba de una obra de defensa en la margen izquierda.



FIGURA 4. Evolución de la orilla izquierda, aguas abajo del Caño de Cortadura, en el sector de fuerte intervención antrópica. Se incluyen las líneas de escarpe erosivo de 1956 y 1977.

#### Erosión de la zona de intermareal (playa)

En las fotos de 1956 y 1977 (Fig. 4), antes de la intervención humana, se observa un notable escarpe erosivo, cuyo retroceso medio hacia tierra es de 11 m (0,5 m/año). El material arenoso erosionado del talud es redistribuido en la amplia zona intermareal (anchura media: 49,5 m en 1977). En 1984, aparecen las primeras evidencias de transformación antrópica severa, con la rectificación del escarpe erosivo, la construcción de una escollera de defensa longitudinal y de un vial adyacente. Se detiene el retroceso de la orilla y con ello el aporte de arena a la playa, que responde disminuyendo su anchura. En 2001, su anchura es inferior a 9 m. En ese año, se observa una nueva intervención humana: se desmonta parte de la escollera y se acondiciona una playa artificial, que pretende suplir el espacio público perdido por la erosión. En imágenes posteriores (2006, 2008 y 2010), queda patente la tendencia de retroceso dicha plava, con tasas de retroceso de entre 2 y 3,5 m/año, mientras que al pie de la escollera remanente prácticamente desaparece.

#### Pérdida de masa forestal y penetraciones mareales

Se produce como consecuencia del retroceso del escarpe erosivo que delimita el pinar de la Algaida y la progresión de las penetraciones mareales. En la Fig. 5 se muestra su evolución. Entre 1956 y 1977, el retroceso medio es de 8,4 m (0,40 m/año), observándose escasas penetraciones o desbordamientos asociados a las pleamares vivas. Entre 1977 y 1984, el retroceso es más rápido y alcanza 8,7 m (1,24 m/año); aparecen grandes penetraciones que llegan incluso a dejar aislados algunos grandes árboles. Entre 1984 y la actualidad, se ralentiza notablemente el proceso, con un retroceso medio de 5,1 m (0,21 m/año), aunque la progresión de algunas penetraciones continúa. En total, la superficie perdida de masa forestal a lo largo de unos 215 m de orilla asciende a 4.750 m<sup>2</sup> entre 1956 y la actualidad. Paralelamente al retroceso de la cubierta vegetal, se observa una disminución de la anchura media de la zona intermareal que pasa progresivamente de 45 m en 1977 a 21 en 2008.



FIGURA 5. Evolución del retroceso de la vegetación mediterránea en los años 1956, 1977, 1984, 2001 y 2008 en la orilla izquierda, aguas arriba del Caño de Cortadura, sector del Parque Natural.

#### CONCLUSIONES

El estudio histórico realizado evidencia un importante proceso de migración lateral hacia el SE del canal mareal del Río San Pedro, con una tasa media de 1,24 m/año entre 1977 y 2008. Se justifica por la concentración del flujo bidireccional de marea en la margen cóncava del canal (izquierdo), donde se intensifican los procesos erosivos, frente a la margen convexa (derecha), donde domina la sedimentación. La erosión produce un escarpe erosivo en retroceso sobre la formación arenosa eólica, que es la principal fuente de alimentación arenosa a la zona intermareal del canal, que sustenta la vegetación. Este proceso dinámico ha permitido la existencia de una playa en ese margen con un importante uso público. Sin embargo, la contención de la erosión de la margen izquierda por obras de defensa (escolleras paralelas a la orilla) o bien por la propia vegetación introducida para la conservación y explotación forestal, ha eliminado o ralentizado el retroceso del escarpe erosivo. La respuesta del sistema ha sido la erosión de las arenas de la zona intermareal del margen izquierdo, de forma que la anchura de esta zona ha pasado progresivamente de 50 m en 1977 a menos de 21 m en la actualidad o incluso a desaparecer junto a la escollera de defensa.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto GL2010-16878 del Ministerio de Ciencia e Innovación.

#### REFERENCIAS

- Davis, R.A. Jr. y Dalrymple, R.W. (ed) (2012): *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, 404 p.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A., Flores, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cádiz, Southern Spain). *Marine Geology* 162: 381-404.
- Gutiérrez Mas, J. M., López Arroyo, J. and Morales, J. A. (2009). Recent marine lithofacies in Cadiz Bay (SW Spain). Sedimentary Geology, 218: 31-47.
- Gutiérrez Mas, J.M., García López, S., Ibáñez Ageitos, J.M. e Hidalgo Huertas, O. (2013). Estudio sedimentario y fotogramétrico de la evolución reciente de la llanura mareal del Río San Pedro (Bahía de Cádiz, España). *Geogaceta*, 52.
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Borja, F., Silva, P.G., Sierro, F., González, A., Soler, V., Yll, E. (2002). Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International*, 93-94: 171-176.
- Muñoz Pérez, J.J., De la Casa, A. y Enríquez, J. (2001). Erosión. en la desembocadura del río San Pedro (Cádiz): *Ingeniería Civil*, 123: 71-81.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardají, T., Silva, P.G., (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10 (4): 933-945.

# Estimaciones y medidas de transporte de arenas como carga de fondo en la desembocadura del estuario del Piedras (Huelva, SO España)

## Calculated potential bedload versus real transported sands in the Piedras estuary mouth (Huelva, SW Spain)

## J.A. Morales<sup>1</sup>, I. Delgado<sup>1</sup>, C. Lozano<sup>1</sup>, J.M. Medina<sup>2</sup>, A. Palmeiro<sup>3</sup> y M. Martín<sup>3</sup>

1 Universidad de Huelva, Dpto. Geología. Av. 3 de Marzo, s/n. 21007 Huelva, España. jmorales@uhu.es

2 Nautilus Ingeniería Marítima. Fundadores, 10. 28028 Madrid, España. josemmedina@nautilusing.com

3 Nautilus Oceánica. Fundadores, 10. 28028 Madrid, España. apalmeiro@nautilusoceanica.com; mmartin@nautilusoceanica.com

**Resumen:** El establecimiento del régimen de flujo en ambientes costeros de moderada y alta energía, como los que se encuentran en la costa de Huelva, tiene por objeto conocer la respuesta del medio a la acción de agentes hidrodinámicos estacionales habituales (las mareas y las olas), el análisis de la variabilidad de formas de fondo y su relación con los agentes hidrodinámicos que actúan en estos medios.

El sistema costero del Piedras es un estuario pequeño y estrecho, con un aporte fluvial reducido a nulo. Desarrolla una flecha litoral con un amplio sistema de deltas de reflujo mareal en su extremo. Este delta consta dos canales principales reflujo, separados por amplias plataformas de batida.

Este trabajo analiza los patrones de transporte de material en carga de fondo a través de tres secciones ubicadas en los canales asociados en los deltas de reflujo mareal, situados en la desembocadura del estuario. El fondo del canal está constituido por arena media a gruesa y moderadamente bien clasificada, mostrando principalmente dunas orientadas en el sentido del reflujo. El trabajo de campo se desarrolló en julio de 2011 durante diferentes rangos de mareas (medias, vivas y muertas). Se ha medido la velocidad cerca del fondo usando un medidor de corriente Valeport 106 cuyos datos se utilizaron para calcular valores de transporte potencial (Qb) de acuerdo con las ecuaciones sugeridas por Bagnold (1963). Se determinaron los valores de densidad mediante el análisis de muestras de sedimento y la rugosidad del fondo a partir del análisis granulométrico realizado con un difractómetro de láser. Los valores finales de Qb fueron comparados con el transporte de carga (Sb) obtenidos de la cantidad de arena acumulada en una trampa de sedimentos de tipo Poliakoff.

Palabras clave: Carga de fondo, corrientes mareales, deltas de reflujo, transporte potencial, transporte real.

**Abstract:** The establishment of the flow regime in moderate and high energy coastal environments, such as those that are present in the Huelva coast (SW Spain), is interested to know the response of the environment to the action of usual seasonal hydrodynamic agents (tides and waves). The analysis of the variability of bedforms and their relationship with the hydrodynamic agents envolved in their formation, allows establish the hydrodynamism level that support the environment during low and moderate energy.

The Piedras coastal system is a small, narrow estuary, with a reduced-to-null fluvial input. It develops a wide littoral spit in its mouth with an wide ebb-tidal delta system, which is formed in the apex and consist in two main ebb channels separated by wide swash platforms.

This work analyzes the sediment transport patterns across three sections located in the channels associated within the ebb-tidal deltas located on the estuarine mouth. The bed of the channel is constituted by moderately well sorted medium-to-coarse sand, displaying large ebb oriented sand waves.

The field work was developed in July 2011 during different tidal ranges (mean, neap and spring). During the surveys, near bottom water velocity was measured using a current meter Valeport 106. The speed data were used to calculate values of potential bedload transport (Qb) according with the equations suggested by Bagnold (1963). The values of bed density and rugosity were determined by using of a Laser Difractometer in sediment samples. The final values of Qb were compared with the real bedload transport (Sb) obtained from the amount of sand gathered in a Poliakoff sediment trap.

Key words: Bedload, tidal currents, ebb-tidal deltas, potential transport, real transport.

## INTRODUCCIÓN

El cálculo de la capacidad de las corrientes fluviales y mareales para transportar material en carga de fondo ha sido un foco de atención de los últimos años, ya que la estimación de los volúmenes de arena llegados desde el continente hacia la costa se ha convertido en un aspecto importante para la correcta gestión de los sistemas costeros (p.e. Van den Berg, 1987; Fry y Aubrey, 1990; Fitzgerald et al., 2000; Fenster et al., 2001; Masselink et al., 2009; Gómez et al., 2010).

Sin embargo, la mayoría de estos documentos enfatizan en el cálculo del transporte potencial, asumiendo estas estimaciones como valores reales de transporte, sin tener en cuenta que el transporte real no es sólo una función de la capacidad de las corrientes para transportar arenas, sino que también depende de la disponibilidad de sedimentos y de sus características para ser transportados. Las diferencias entre las tasas de transporte previstos y medidos en un sistema de marea se han discutido ampliamente por diferentes autores (e.g. Heathershaw, 1981; Williams et al., 1989). Para llegar a este tipo de aproximaciones, es necesaria la comparación entre el transporte potencial calculado y el medido mediante la instalación de trampas de sedimentos en carga de fondo.

El estuario del Piedras se caracteriza por una forma estrecha parcialmente cerrada por una larga flecha litoral paralela a la costa, donde actualmente ocurre un rápido proceso de acreción apical (O-E) a base adosamiento de sucesivas barras de oleaje. En el extremo de esta flecha, se desarrolla un complejo sistema de deltas mareales cuyos canales experimentan una activa migración en el mismo sentido.

Este sistema costero se ve afectado por un régimen mesomareal, donde alternan mareas vivas con rangos que alcanzan los 3,37 m y mareas muertas con rangos que apenas superan los 0,75 m, siendo el rango medio de 2,10 m (Borrego y Pendón, 1989). El oleaje que actúa sobre este sistema tiene una intensidad moderada, con altura media de 0,40 m y periodo medio de 4,03 segundos, procedente mayoritariamente del Suroeste (Morales et al., 2001).

En este trabajo se realiza un estudio comparativo de las estimaciones de transporte potencial en carga de fondo y mediciones de transporte de arenas, proponiendo un modelo cuantificado de circulación de sedimento a través de los canales y las plataformas de batida de los deltas de marea presentes en esta desembocadura.

## METODOLOGÍA

Durante la campaña de medidas de corriente (realizada del 07/07/2011 al 04/08/2012), se instaló un correntímetro Valeport 106 en estaciones localizadas en cada uno de los canales de marea del sistema de desembocadura. Se tomaron medidas a una distancia de 50 cm sobre el fondo en intervalos de 10 minutos (Figs. 1 y 2).

El transporte potencial en carga de fondo (Qb) se ha calculado en las estaciones donde se instalaron los correntímetros. La carga de fondo es la cantidad de material que la corriente es capaz de transportar a través de un centímetro de sección de fondo en una unidad de tiempo determinada (medido en g/cm s<sup>-1</sup>). En este caso se ha calculado mediante el empleo de la

Geo-Temas 14 ISSN 1576-5172

ecuación sugerida por Bagnold (1963) modificada por Wang and Gao (2001).

 $Qb = (K1 \delta S U^{*3})/dg$ 



FIGURA 1. Correntímetro Valeport 106 fondeado en uno de los canales mareales de los deltas de reflujo del Piedras.



FIGURA 2. Fotografía aérea de los deltas de marea del Piedras con la localización de los puntos donde se fondearon los correntímetros y las trampas de sedimento.

- K1 (en g  $s^2/cm^4$ ) es un coeficiente que está relacionado con factores tales como el coeficiente de arrastre, la densidad del fluido que, a su vez, están influenciados por el tamaño de grano del sedimento del fondo de acuerdo con la ecuación:

$$K1 = 0.27 \exp(0.17/D)$$

 d es un parámetro adimensional que pone en relación la densidad del sedimento con la densidad del agua de acuerdo con la ecuación:

$$d = (\delta s - D\delta)/\delta$$

- $\delta s$  es la densidad del sedimento arenoso (1,61 g/cm<sup>3</sup>)
- $\delta$  es la densidad del agua marina (1,027 g/cm<sup>3</sup>)
- g es el valor de la aceleración de la gravedad (981  $\text{cm/s}^2$ )
- D es el percentil 50 (Mediana) en la curva granulométrica acumulada
- U (50) es la velocidad del flujo cercano al fondo, medida a una distancia z del fondo (de 50 cm, profundidad a la que se instalaron los correntímetros).

- U\* es la velocidad de cizalla de la corriente en la interfase agua-sedimento, obtenida a partir de los datos de velocidad próxima al fondo de acuerdo con la ecuación de Van den Berg (1987):

$$U^* = (0.4 U(50))/Ln (30z/3D10)$$

- D10 es el percentil 10 en la curva granulométrica acumulada

Estas ecuaciones fueron aplicadas para cada intervalo de medida de la corriente (10 minutos), calculando y aplicando U\* para cada uno de estos intervalos. Los valores de carga de fondo (Qb) obtenidos para cada periodo se integraron finalmente para obtener el transporte total de cada semiciclo de flujo y reflujo durante mareas media (coeficiente 64, 11/7/2011), viva media (coeficiente 84, 16/7/2011) y muerta media (coeficiente 49, 26/7/2011).

Las propiedades del sedimento implicadas en estas ecuaciones se determinaron en muestras de sedimento del fondo. Las propiedades texturales se determinaron mediante granulometría, usando un Difractómetro Laser Malvern Mastersizer 2000M del Laboratorio de Investigación y Control Agroalimentario de la Universidad de Huelva (LICAUH). La densidad se determinó mediante el peso en balanza de precisión de un cubo de 1 cm<sup>3</sup> de material seco.

Los valores de Qb calculados mediante esta ecuación se compararon con medidas de transporte en carga de fondo (Sb) obtenidos mediante el uso de trampas de sedimento de tipo Poliakoff (Fig. 3), que se instalaron en el lecho del estuario al mismo tiempo y lugar donde se instalaron los correntímetros durante tres mareas significativas (media, muerta y viva) a fin de que las medidas de transporte medido y calculado pudieran ser comparables. Estas trampas presentan una sección de flujo de 30 cm.



FIGURA 3. Trampas de sedimento en carga de fondo tipo Poliakoff.

## RESULTADOS

Las medidas de velocidad obtenidas durante las tres mareas (Fig. 4) han servido de base para el cálculo de la capacidad de transporte de material en carga de fondo en intervalos de 10 minutos. Las características del sedimento del fondo (D10, D y  $\delta$ s) se muestran en la Tabla I.

|        | D10 (mm) | D (mm) | $\delta s (g/cm^3)$ |
|--------|----------|--------|---------------------|
| EST. 1 | 3,5      | 0,6    | 1,61                |
| EST. 2 | 2,9      | 0,7    | 1,62                |
| EST. 3 | 3,1      | 0,4    | 1,60                |
| EST. 4 | 2,6      | 0,4    | 1,58                |

TABLA I. Valores de Percentil 10, Mediana y densidad del sedimento en las diferentes estaciones de medida del valor de transporte potencial en carga de fondo.



FIGURA 4. Curvas de tiempo-altura y tiempo-velocidad en las cuatro estaciones de medida durante las tres mareas estudiadas.

Aplicando estos valores y los valores de velocidad instantánea a la ecuación de Bagnold (1963), se han obtenido los valores de capacidad de transporte (en gramos por centímetro de sección para cada semiciclo de marea) que se expresan en la Tabla II.

|            |      | EST. 1  | EST. 2   | EST. 3   | EST. 4  |
|------------|------|---------|----------|----------|---------|
| M. VIVA    | REF. | -608,79 | -1571,26 | -1071,47 | NO MOV. |
| (COEF. 84) | FL.  | 491,22  | 192,98   | 208,18   | NO MOV. |
| M. MEDIA   | REF. | -45,25  | -811,36  | -471,35  | NO MOV. |
| (COEF. 64) | FL.  | 107,38  | 79,96    | 75,87    | NO MOV. |
| M. MUERTA  | REF. | NO MOV. | -86,06   | NO MOV.  | NO MOV. |
| (COEF. 49) | FL.  | NO MOV. | NO MOV.  | NO MOV.  | NO MOV. |

TABLA II. Capacidad de transporte de las corrientes (transporte potencial) medido en gramos por centímetro de sección en las tres estaciones de medida para cada una de las mareas estudiadas.

En esta Tabla II, se observa cómo en la estación 4 no se supera el umbral de movimiento de las corrientes mareales en ninguna de las mareas estudiadas. De igual modo, salvo en las condiciones de reflujo de la estación 2, durante las mareas muertas tampoco se supera el umbral de movimiento en los fondos de este sistema. Los valores de transporte en carga de fondo (Sb) obtenidos mediante el uso de trampas de sedimento de tipo Poliakoff, se muestran en la Tabla III.

|            |      | EST. 1  | EST. 2   | EST. 3   | EST. 4 |
|------------|------|---------|----------|----------|--------|
| M. VIVA    | REF. | -592,85 | -1460,68 | -1075,36 | -6,28  |
| (COEF. 84) | FL.  | 460,96  | 187,40   | 201,20   | 2,03   |
| M. MEDIA   | REF. | -43,26  | -835,60  | -461,18  | -4,19  |
| (COEF. 64) | FL.  | 21,57   | 132,45   | 63,06    | 1,25   |
| M. MUERTA  | REF. | 0,00    | -92,07   | 0,00     | 0,00   |
| (COEF. 49) | FL.  | 0,00    | 0,00     | 0,00     | 0,00   |

TABLA III. Sedimento en carga de fondo (en gr/cm) transportado a través de la sección de las trampas durante los semiciclos de flujo y reflujo de tres mareas de diferente coeficiente en las estaciones.

Conociendo las secciones de flujo de cada canal: 300 m para el canal estuarino (Estación 1), 143 m para el de poniente (Estación 2) y 194 m para el de levante (Estación 3), puede calcularse el peso total de material transportado por cada una de estas corrientes. Estos resultados pueden observarse en la Tabla IV.

|            |      | EST. 1  | EST. 2  | EST. 3  | EST. 4  |
|------------|------|---------|---------|---------|---------|
| M. VIVA    | REF. | -18,26  | -22,47  | -20,79  | NO MOV. |
| (COEF. 84) | FL.  | 14,74   | 2,76    | 4,04    | NO MOV. |
| M. MEDIA   | REF. | -1,36   | -11,6   | -9,14   | NO MOV. |
| (COEF. 64) | FL.  | 3,22    | 1,14    | 1,47    | NO MOV. |
| M. MUERTA  | REF. | NO MOV. | -1,23   | NO MOV. | NO MOV. |
| (COEF. 49) | FL.  | NO MOV. | NO MOV. | NO MOV. | NO MOV. |

TABLA IV. Capacidad de transporte medido en toneladas de material transportado a través de la sección de flujo en los canales del sistema para cada una de las mareas estudiadas.

#### CONCLUSIONES

Los datos de transporte de materiales obtenidos utilizando trampas de sedimento presentan una enorme similitud con los de transporte potencial calculados por la fórmula de Bagnold (1963) para el sistema de deltas de reflujo mareal de la desembocadura del Piedras. El coeficiente de correlación entre ambos conjuntos de valores es de 0,997.

Desde el punto de vista dinámico, la conjunción de los resultados de capacidad de transporte con transporte efectivo, además demuestra una alta disponibilidad de arenas, en que las corrientes siempre están muy bien alimentadas. El hecho de que en el canal estuarino el transporte sea muy inferior al observado en los canales mareales asociados a los deltas implica una recirculación de arenas hacia el interior del sistema por parte del oleaje, atravesando las plataformas de batida, de tal forma que en cierta medida el sistema se podría autoalimentar.

Desde el punto de vista metodológico, la sorprendente semejanza de los valores no sólo se aproxima al orden de magnitud, sino que parece ajustarse de una forma precisa. Esto implica que en sistemas bien alimentados esta metodología, empleada de forma conjunta, se muestra como válida y podría ser utilizada como medio de comparación del grado de disponibilidad de sedimento en sistemas en los que domine el transporte en carga de fondo.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Agencia Pública de Puertos de Andalucía, a través de un convenio I+D con la Universidad de Huelva. El diseño de las trampas se ha realizado con la inestimable ayuda del Dr. Jorge Guillén.

#### REFERENCIAS

- Borrego, J., Pendón, J.G. (1989): Caracterización del ciclo mareal en la desembocadura del Río Piedras (Huelva). *XII Congreso Español de Sedimentología*, Bilbao. Comunicaciones, 1: 97-100.
- Bagnold, R. A. (1963). Mechanics of marine sedimentation. *The Sea: Ideas and Observations*. M. N. Hill ed., Interscience, 3: 507-528.
- Fenster, M.S., FitzGerald, D.M., Kelley, J.T., Belknap, D.F., Buynevich, I.V., Dickson, S.M. (2001): Net ebb sediment transport in a rock-bound, mesotidal estuary during spring-freshet conditions: Kennebec river estuary, Maine. *Bulletin Geologival Society America*, 113: 1522-1531.
- Fitzgerald, D.M., Buynevich, I.V., Fenster, M.S., McKinlay, P.A. (2000): Sandy dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary. *Sedimentary Geology*, 131: 25-49.
- Fry, V. A. and Aubrey, D. G. (1990): Tidal velocity asymmetries and bedload transport in shallow embayments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30: 453-473.
- Gómez, E. A., Cuadrado, D. G. and Pierini J. O. (2010): Sand transport on an estuarine submarine dune field. *Geomorphology*, 121: 257-265.
- Masselink, G., Cointre, L., Williams, J., Gehrels, R. and Blake W. (2009): Tide-driven dune migration and sediment transport on an intertidal shoal in a shallow estuary in Devon, UK. *Marine Geology*, 262: 82-95.
- Morales, J.A., Borrego, J., Jiménez, I. Monterde, J.R. 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.
- Van den Berg, J. H. 1987. Bedform migration and bedload transport in some rivers and tidal environments. *Sedimentology*, 34: 681-698.
- Wang, Y.P. y Gao, S. (2001): Modification to the Hardisty Equation, regarding the relationship between sediment transport rate and particle size. *Journal of Sedimentary Research*, 71 (1): 118-121.

# Evolución paleoambiental del estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Vizcaya): respuesta al ascenso del nivel marino durante el Holoceno

## Palaeoenvironmental evolution of the Oka estuary (Urdaibai Biosphere Reserve, Basque coast): response to Holocene sea-level rise

## A. Cearreta<sup>1</sup> y M. Monge-Ganuzas<sup>2</sup>

1 Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. alejandro.cearreta@ehu.es

2 Oficina Técnica de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Dirección de Biodiversidad y Participación Ambiental del Gobierno Vasco, P.K. 130, 48300 Gernika-Lumo. manu-monge@ej-gv.es

**Resumen:** Con el objetivo de reconstruir el proceso de transformación ambiental del estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai) en respuesta a las variaciones del nivel marino en la costa vasca durante los últimos 8.500 años, se han perforado en diferentes zonas estuarinas 8 sondeos por rotación hasta alcanzar el sustrato pre-cuaternario. Sobre estos materiales se han llevado a cabo análisis micropaleontológicos (foraminíferos bentónicos), sedimentológicos (tamaño de grano) y geoquímicos (dataciones carbono-14). A partir de los resultados obtenidos y de su comparación con información previamente publicada para esta zona costera, la evolución ambiental holocena de los diferentes medios sedimentarios identificados ha sido interpretada en función de la variación del nivel marino relativo, que muestra un ascenso rápido hasta los 7.000 años cal BP, seguido por un ascenso más moderado desde entonces, y una estabilización durante los últimos 3.000 años.

Palabras clave: foraminíferos, ambientes deposicionales estuarinos, nivel del mar, costa vasca, Holoceno.

**Abstract:** In order to reconstruct the environmental transformation process of the Oka estuary (Urdaibai Biosphere Reserve) in response to sea-level changes on the Basque coast during the last 8,500 years, 8 boreholes were drilled in different estuarine areas using a rotary drill until the pre-Quaternary basement was reached. Micropalaeontological (benthic foraminifera), sedimentological (grain size) and geochemical (carbon-14 dating) analyses were performed on these materials. Based on the obtained results and by comparison with previously published information for this coastal area, the Holocene environmental evolution of the different sedimentary environments that were identified has been interpreted as the result of relative sea-level variation that exhibits a rapid rise until 7,000 cal yrs BP followed by a moderate rise since then, and a stabilization during the last 3,000 years.

Key words: foraminifera, estuarine depositional environments, sea level, Basque coast, Holocene.

## INTRODUCCIÓN

La preocupación social y científica en relación a un posible ascenso actual del nivel marino, asociado al calentamiento antropogénico de la atmósfera y los océanos, ha provocado un creciente interés por las fluctuaciones pretéritas del nivel marino relativo, así como por los consecuentes cambios ambientales que han ido experimentando las zonas costeras durante el Cuaternario (Church et al., 2010).

La costa vasca se caracteriza por la presencia de afloramientos de materiales sedimentarios mesozoicoscenozoicos, que constituyen elevados acantilados rocosos, interrumpidos por estuarios cortos y estrechos que están separados del mar abierto por pequeñas barras de arena, playas y depósitos dunares.

El estuario del río Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Vizcaya) se extiende en un área de 765 ha y

ocupa el fondo de un valle aluvial de 11,6 km de longitud y 1 km de anchura (Fig. 1).

Los foraminíferos son protistas que habitan cualquier medio sedimentario acuático con un mínimo de salinidad, segregan o construyen un caparazón mineralizado susceptible de preservarse en el registro sedimentario y presentan una elevada sensibilidad a determinados parámetros ambientales, como la salinidad, la temperatura, la profundidad o el tipo de sustrato. En consecuencia, estos organismos unicelulares pueden ser utilizados como herramientas para caracterizar o reconstruir las condiciones ambientales presentes y pretéritas en medios litorales. Numerosos estudios previos en las costas atlánticas europeas han mostrado que determinadas especies de foraminíferos caracterizan los diferentes ecosistemas costeros (Murray, 1991).

A partir del contenido micropaleontológico y

sedimentológico de los ecosistemas actuales y su relación con la altura topográfica, se han deducido los ambientes deposicionales en los que se originaron las muestras de los sondeos. El análisis de las asociaciones de foraminíferos, junto con las dataciones radiométricas (radiocarbono) de las distintas secuencias sedimentarias aporta información de alta resolución para reconstruir la evolución ambiental de los diferentes medios sedimentarios a lo largo del tiempo en respuesta a las variaciones relativas del nivel marino.

Los únicos trabajos previos publicados sobre los microfósiles del relleno sedimentario holoceno, que aflora en el estuario de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai, son los realizados por Pascual y colaboradores (por ejemplo, Pascual et al., 2006; Pascual y Rodríguez-Lázaro, 1998), quienes analizaron 9 testigos cortos que no llegaron a alcanzar el sustrato rocoso, siendo la longitud máxima perforada de 7,26 m y Cearreta et al. (2006), que analizaron con detalle el sondeo ER1 en el estuario superior (Fig. 1).

En este trabajo se estudian 8 sondeos que perforaron los sedimentos holocenos estuarinos en la Reserva de la Biosfera de Urdaibai, con el fin de estudiar el proceso de evolución natural de los diferentes ecosistemas y reconstruir la variación del nivel marino durante los últimos 8.500 años.

## **MATERIALES Y MÉTODOS**

Desde el año 2003, se han perforado por rotación distintos sondeos, obteniendo un testigo continuo de aproximadamente 10 cm de diámetro. Todos los sondeos alcanzaron el sustrato mesozoico (hasta 49 m de longitud en el estuario inferior). Asimismo, se estableció la elevación topográfica de la embocadura de los sondeos con un GPS Leica de doble frecuencia en relación con el nivel cero regional (bajamar más extrema en el Puerto de Bilbao el día 27 septiembre 1878).

Para su análisis micropaleontológico, las muestras fueron secadas en una estufa a 60° C y pesadas. Posteriormente, se levigaron con agua utilizando tamices de 1 mm (con el fin de eliminar fragmentos orgánicos grandes) y 63 micras (para eliminar los materiales de tamaño limo y arcilla), y volvieron a secarse y pesarse para determinar la proporción de arena y gravas. Los foraminíferos fueron concentrados en una campana de gases, utilizando tricloroetileno. Generalmente, se obtuvieron alrededor de 300 individuos en cada una de las muestras analizadas. Cuando esto no fue posible por la escasez de restos microfaunísticos, se recogió el máximo número de individuos disponible por muestra y se examinaron bajo una lupa estereoscópica binocular de luz reflejada. En total, se estudiaron 233 muestras de las que se extrajeron más de 53.600 caparazones de foraminíferos bentónicos.



FIGURA 1. Localización de los sondeos perforados en el estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai).

El análisis sedimentológico de las muestras se realizó mediante una torre de tamices estándar (escala phi) para los materiales gruesos y un sedígrafo coulter counter para los finos. Además, se dataron 46 muestras por radiocarbono en Beta Analytic Inc. (USA), tanto mediante análisis radiométrico estándar, midiendo la radiación emitida durante el proceso de transformación radioactiva, como mediante contaje atómico directo en un espectrómetro acelerador de masas. Todas las dataciones fueron calibradas en años antes del presente (1950 CE) utilizando el software CALIB 5.0.1 (Stuiver et al., 2005). Las fechas obtenidas sobre material conchífero fueron, además, corregidas para el efecto de reservorio marino (edad aparente superficie-agua), que ha sido estimada en unos 400 años para el Golfo de Vizcaya (Leorri y Cearreta, 2004).

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Las características generales de las asociaciones de bentónicos foraminíferos en las secuencias sedimentarias holocenas del Golfo de Vizcaya han sido previamente descritas por Cearreta y Murray (1996) y Leorri y Cearreta (2004). A partir de su comparación con las asociaciones actuales de la zona costera cantábrica (Cearreta, 1988). contenido su microfaunístico puede ser dividido entre especies autóctonas (aquéllas que viven y se reproducen dentro del estuario) y especies alóctonas (que han sido transportadas desde la plataforma marina e introducidas hasta el área de deposición). La principal asociación

autóctona está constituida por las especies carbonatadas hialinas Ammonia tepida y Haynesina germanica, que indican medios intermareales, tanto de naturaleza salobre (asociadas con Criboelphidium oceanensis en sedimentos fangosos o con Criboelphidium williamsoni en sedimentos arenosos), de características casi marinas (junto con Brizalina britannica y Bolivina pseudoplicata), o de marisma baja (asociadas con las especies aglutinantes Jadammina macrescens. Trochammina inflata y Arenoparrella mexicana). Por otra parte, la principal asociación alóctona suele estar dominada por Cibicides lobatulus, junto con otros taxones sésiles epifaunales (Rosalina irregularis y Rosalina anomala) o con formas de vida libre (especies porcelanáceas principalmente), todas ellas indicativas de áreas fuente propias de mar abierto.

Las distintas asociaciones de foraminíferos registradas en las secuencias sedimentarias han sido organizadas en tres cortejos sedimentarios. Cada uno de estos cortejos está compuesto por un conjunto característico de asociaciones de foraminíferos, según su localización, dentro del estuario inferior, medio y superior, y aparecen separados entre sí por unas superfícies estratigráficas continuas, que constituyen buenos marcadores de correlación (Fig. 2). Durante las condiciones de nivel marino bajo en el Tardiglaciar, la sedimentación estuvo representada por gravas fluviales y arenas gruesas sin foraminíferos.



FIGURA 2. Interpretación paleoambiental de los sondeos perforados en el estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai) en base a las asociaciones de foraminíferos. Aparecen representadas las distintas fases ambientales, la litología de los testigos y las líneas isócronas derivadas de las edades radiométricas calibradas. La elevación topográfica está referida al nivel cero regional (bajamar más extrema en el Puerto de Bilbao el día 27 septiembre 1878).

Conforme fue teniendo lugar la transgresión marina tras el último cambio climático (datada localmente en 8.500-3.000 años cal BP; Leorri y Cearreta, 2004), estos sedimentos gruesos fueron preservados mediante la superposición de unos depósitos estuarinos que fueron desplazándose tierra adentro, mientras que, en la zona inferior del estuario, los materiales del cortejo regresivo anterior fueron parcialmente retrabajados e incluidos dentro del nuevo cortejo sedimentario transgresivo. Grandes volúmenes de sedimentos de origen marino fueron depositados en el estuario inferior, una alternancia de sedimentos marinos y salobres se acumularon en la zona media del estuario, y materiales de origen salobre se depositaron en el estuario superior. La parte final de este cortejo sedimentario transgresivo está representada por materiales de mar abierto (con caparazones de foraminíferos alóctonos dominantes) cuvo límite superior aparece definido por una superficie de máxima inundación marina. Por último, el cortejo sedimentario de nivel marino alto, que se depositó durante el Holoceno superior (desde los 3.000 años cal BP hasta la ocupación humana de las marismas iniciada en el siglo XVIII), representa unas condiciones inter y supramareales salobres en el interior del estuario, ya que este relleno sedimentario se ha ido realizando en condiciones de nivel marino estable.

Las observaciones de cambio en el nivel marino relativo durante los últimos 8.500 años en la costa vasca muestran una tendencia general con tres fases principales (Leorri et al., 2012): (1) ascenso rápido del nivel relativo del mar cuantificado en unos 9-12 mm año<sup>-1</sup> desde los 8.500 hasta los 7.000 años cal BP; (2) ascenso relativamente lento del nivel del mar desde los 7.000 hasta los 3.000 años cal BP con una tasa de ascenso entre 0,3 y 0,7 mm año<sup>-1</sup>; y (3) estabilización del nivel marino desde entonces. Estos resultados apoyan estudios previos, que no muestran evidencia alguna de niveles marinos por encima del nivel actual durante el Holoceno superior en esta costa cantábrica.

#### CONCLUSIONES

Las diferentes secuencias sedimentarias estudiadas en este trabajo y las dataciones radiométricas obtenidas se enmarcan satisfactoriamente dentro del esquema general de evolución ambiental costera y variaciones en el nivel marino establecido previamente para el litoral cantábrico oriental. Este esquema general está basado en diversos registros sedimentarios obtenidos en éste y otros estuarios cercanos. Siguiendo el ascenso postglacial del nivel marino, los estuarios actuales de la costa vasca comenzaron a desarrollarse alrededor de los 8.500 años cal BP y el nivel marino alcanzó aproximadamente su posición actual sobre los 3.000 años cal BP.

El proceso de ascenso marino reconstruido a partir del análisis de las secuencias sedimentarias estuarinas holocenas es esencial para entender el significado del comportamiento actual y futuro del nivel del mar.

#### AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los proyectos TANYA (CGL2009-08840), Harea-Grupo de Investigación en Geología Litoral (IT767-13) y Unidad de Formación e Investigación en Cuaternario (UFI11/09), y mejorado por la revisión de 2 evaluadores anónimos. Gonzalo Solar y Sergio Hernández estudiaron varios sondeos, dentro de sus respectivas tesis de licenciatura y máster. Contribución nº 19 de la Unidad de Investigación Geo-Q Zentroa (Laboratorio Joaquín Gómez de Llarena).

#### REFERENCIAS

- Cearreta, A. (1988): Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Santoña estuary, Spain. *Revista Española de Paleontología*, 3: 23-38.
- Cearreta, A., Monge-Ganuzas, M. e Iriarte, E. (2006): Análisis micropaleontológico (foraminíferos) y evolución ambiental holocena del estuario superior del Oka (Área de Portuzarra, Gernika-Lumo). *Illunzar*, 6: 57-68.
- Cearreta, A. y Murray, J.W. (1996): Holocene paleoenvironmental and relative sea-level changes in the Santoña estuary, Spain. *Journal of Foraminiferal Research*, 26: 289-299.
- Church, J.A., Woodworh, P.L., Aarup, T. y Wilson, W.S. (Eds.) (2010): Understanding sea-level rise and variability. Wiley-Blackwell, Oxford, 428 p.
- Leorri, E. y Cearreta, A. (2004): Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51: 75-94.
- Leorri, E., Cearreta, A. y Milne, G. (2012): Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 42: 59-73.
- Murray, J.W. (1991): *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. Longman, Harlow, 397 p.
- Pascual, A. y Rodríguez-Lázaro, J. (2006): Marsh development and sea level changes in the Gernika estuary (southern Bay of Biscay): foraminifers as tidal indicators. *Scientia Marina*, 70S1: 101-117.
- Pascual, A., Weber, O., Rodríguez-Lázaro, J., Jouanneau, J.-M. y Pujos, M. (1998): Le comblement de la ria de Gernika (golfe de Gascogne) à l'Holocène terminal. Oceanologica Acta, 21: 263-269.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. y Reimer, R. (2005): *Radiocarbon calibration program revision 5.0.1*. Copyright 1986-2005.

# Análisis comparativo de la exposición a la subida del nivel medio del mar de la playa y marismas de Valdelagrana (Cádiz)

# Comparative analysis of the exposure to sea level rise of the beach and marshes of Valdelagrana (Cádiz)

## P. Fraile-Jurado<sup>1</sup>, J. Álvarez-Francoso<sup>1</sup>, N. Sánchez-Carnero<sup>1,2</sup> y J. Ojeda-Zújar<sup>1</sup>

1 Dpto. Geografía Física y A.G.R., Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n 41004. pfraile@us.es 2 Kartenn Tecnologías para la gestión ambiental y territorial. www.kartenn.es; noela@kartenn.es

**Resumen:** Existen muchos modelos que explican el cambio climático. Cada uno de ellos incluye algunos posibles escenarios de subida del nivel del mar. Sin embargo, la mayoría de los trabajos publicados sobre esta cuestión solo considera un único modelo y escenario e, incluso más, un único umbral de probabilidad (generalmente de p=0,5) en sus análisis. Esto implicará dos efectos: i) la obtención de resultados limitados que no muestren todo el espectro de probabilidades y ii) los resultados mostrarán una falsa impresión de certeza, clasificando las áreas únicamente como inundables. Este trabajo presenta una metodología que utiliza tres modelos diferentes de probabilidad para calcular la probabilidad de inundación a cada altitud específica, para un escenario escogido. Los resultados obtenidos se han especializado sobre un MDE obteniendo una cartografía en la que cada celdilla tiene una probabilidad de inundación asociada.

Palabras clave: subida del nivel del mar, exposición, modelo de probabilidad, MDE.

**Abstract:** There are several models that explain climate change. Each of them includes some possible scenarios of sea level rise. However most of the published works that deal with the assessment of the hazard due to sea level rise, only consider one model and scenario. Moreover these approaches only include a probability threshold (generally p = 0.5) in their analysis. This means that the result will encompass two effects: i) to obtain limited results that do not show all probability spectrum, and ii) to show a false impression of certainty, classifying areas as both flooded and unflooded. This work presents a methodology that uses three different probability models of sea level rise to calculate the probability of flooding at a specific altitude. The obtained values were spatialized over a DEM obtaining a cartography where each cell has a flood probability associated.

Key words: sea level rise, exposure, probability model, DEM.

## INTRODUCCIÓN

La subida del nivel del mar es desde hace décadas la consecuencia del cambio climático que menos discusiones ha generado (IPCC, 2007), centrándose el debate en la cuantificación de su rango de subida.

Dicha cuantificación se ha realizado a partir de diferentes escenarios (asunciones sobre las emisiones de la sociedad del futuro) y modelos (relaciones matemáticas entre variables). Existen trabajos precedentes sobre la zona de estudio (Calle y Del Río, 2011), que conllevan una cartografía de las áreas inundadas.

Pese a que todos los modelos 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".

En este trabajo, se comparan dos escenarios del IPCC y un escenario de síntesis de las posturas críticas con las previsiones del IPCC. Los dos escenarios del IPCC empleados son el A1F1, que es el que prevé una mayor subida del nivel medio del mar, y el B1, el más moderado. El escenario de síntesis de las críticas es el elaborado por Hunter (2012) a partir de los trabajos de Rahmstorf (2007) y Pfeffer (2008), entre otros, con los que se ha evidenciado una notable diferencia entre las expectativas del IPCC para el período 1990-presente y la realidad observada.

El objetivo de este trabajo es comparar la distribución espacial de la probabilidad de inundación en el supuesto que produzca una pleamar de coeficiente 1,17 utilizando diferentes modelos y escenarios de subida del nivel medio del mar para todo el complejo de playas-barrera y marismas mareales de Valdelagrana (Cádiz). Este artículo enfatiza la metodología para integrar y cartografiar la probabilidad resultante de los modelos empleados en cada celdilla a partir de su altura proporcionada por un MDE.

## ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en 36°30' N y 6°O, dentro de la costa atlántica de la provincia de Cádiz (España). Se ha elegido este área por la diversidad paisajística y ambiental que presenta, al identificarse en ella sectores arenosos litorales, marismas y núcleos urbanos. El rango mareal local es de 3,4 m en el frente costero (Puertos del Estado, 2011; Tejedor y Bruno, 1996), y la posición del nivel medio del mar local (NMML) está 13 cm por encima del NMMA - nivel medio del mar en Alicante- (Fraile et al., en prensa).

La mayor parte del frente costero está dominada por la playa de Valdelagrana, separada por un cordón dunar de la margen derecha del estuario del río San Pedro (Fig. 1).



FIGURA 1. Área de estudio.

#### DATOS

Para la elaboración de este trabajo se han empleado un modelo digital de elevaciones (MDE) generado a partir de los datos obtenidos en una campaña realizada con un sensor LIDAR, en diciembre de 2007. Este MDE cuenta con una resolución espacial de 1 metro y una precisión vertical estimada en 15 cm para este tipo de MDE (Thieler, 2009; Fraile y Ojeda., 2012).

## MÉTODOS

El análisis planteado presenta tres fases:

#### Cálculo de la subida del nivel medio del mar prevista para un horizonte de 100 años para tres modelos y escenarios diferentes

A partir de estos valores (Tabla I), se ha calculado la subida media esperada para el mareógrafo de Cádiz, considerando la tasa local de cambio del nivel medio del mar. Para ello es preciso conocer la diferencia entre la tasa local registrada en el período 1961-2011 (4,0 mm/año, calculado mediante regresión lineal en Fraile (2011) y la tasa global observada para el mismo período (1,8 mm/año, IPCC 2007). De este modo, se estima la diferencia local en 2,2 mm/año.

| MODELO        | ESCENARIO | MODELO              | MEDIA | DESV.<br>TIPICA |
|---------------|-----------|---------------------|-------|-----------------|
| IPCC (2007)   | A1F1      | Normal              | 0,425 | 0,165           |
| IPCC (2007)   | B1        | Normal              | 0,28  | 0,1             |
| Hunter (2012) | -         | Coseno<br>creciente | 1     | 1               |

Tabla I. Tipo de modelo de modelo, subida media del nivel del mar y desviación típica utilizados en los escenarios empleados en el trabajo.

Tomando como referencia el año 1990 (fecha empleada por el IPCC para la proyección de sus modelos) y calculando la posición del nivel medio del mar para esa fecha de acuerdo a un método de regresión lineal de la serie temporal del mareógrafo (Fraile et al. 2013), se obtuvo un valor de 6,8 cm por encima del Nivel Medio del Mar en Alicante (NMMA). Se estimó que, entre 1990 y 2100, el factor local de la subida del nivel medio del mar (por causas tectónicas. hidrológicas u otras) supondrá una subida de 0,242 m en el año 2100. Este valor se obtiene a partir de la asunción de que los factores locales permanecerán inalterables durante el período 1990-2100 (Titus y Narayan, 1998) y es el resultado de multiplicar la tasa referente a los factores locales de 2,2 mm/año por los 110 años entre 1990 y 2100.

Integrando este valor con las expectativas de cambio global expuestas en la tabla 1, y con la altura de una marea de coeficiente 1,17 (la del 19 de marzo de 2011), se obtuvieron las expectativas media, máxima y mínima de subida local del nivel medio del mar, entendiendo los valores máximos y mínimos como la media más/menos 3 desviaciones típicas para los modelos normales. Para el modelo de Hunter no fue necesario este cálculo, puesto que al tratarse de un modelo no asintótico, los límites máximos y mínimos quedan definidos por la forma de la curva del modelo.

| MODELO | ESCENARIO | SUBIDA<br>MEDIA | MINIMO | MÁXIMO |
|--------|-----------|-----------------|--------|--------|
| IPCC   | A1F1      | 2,394           | 1,899  | 2,889  |
| IPCC   | B1        | 2,249           | 1,949  | 2,549  |
| Hunter |           | 2,969           | -      | -      |

Tabla II. Subida local media, máximo y mínimo sobre el NMMA.
#### Cálculo de las ecuaciones de exposición

El cálculo de la exposición (probabilidad de inundación de cada elemento físico emergido en la actualidad) exige que para todas las celdillas que queden entre los valores mínimo y máximo de inundación en el año 2100 (Tabla II) y por encima de la cota local de la pleamar (establecida en 1,73 m, al añadirle el NMML -estimado anteriormente en 6,8- a la mitad del rango mareal), se obtenga un valor de probabilidad. Éste será calculado a partir de una ecuación en la que la probabilidad depende de la altura de la celdilla.

De este modo, aislar el término de probabilidad en una ecuación que caracterice la distribución de probabilidades de este evento (inundación permanente por la pleamar) permite la generación de un único mapa que resume todas las situaciones posibles contempladas por cada modelo.

Esta ecuación se calcula a partir del modelo de distribución de probabilidades. En el caso de los modelos del IPCC A1F1 y B1 de distribución normal, resultan medias 2,394 y 2,249 y desviaciones típicas 0,165 y 0,1 respectivamente (eq. 1). El modelo de Hunter consiste en un modelo de coseno creciente, de media 2,969 y parámetro de desviación 1 (eq. 2).

$$F(x;\mu,\sigma) = \frac{1}{2} \left[ 1 + erf\left(\frac{x-\mu}{\sqrt{2\sigma}}\right) \right] \quad (eq.1)$$

$$F(x;\mu,s) = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{x-\mu}{s} + \frac{1}{\pi} sin\left(\frac{x-\mu}{s}\pi\right) \right] \quad (eq.2)$$

En donde:

- *x* es la altitud de subida del nivel del mar.
- $\mu$  es el valor medio de subida del nivel del mar para cada modelo
- $\sigma$  es el valor de la desviación típica en los modelos del IPCC.

s es el parámetro de desviación en el modelo de Hunter.

## Corrección del MDE para garantizar su continuidad hidrológica

Dado que la configuración topográfica del territorio puede presentar zonas endorreicas, especialmente a la escala de detalle abordada en este trabajo, un análisis en el que no se corrijan estas configuraciones podría identificar como inundables algunos espacios confinados por celdillas de altitud superior a la cota de inundación asociada a un determinado nivel de inundación. Por esta razón, las zonas endorreicas del MDE fueron modificadas y su altitud ajustada a la menor de las altitudes circundantes (aquélla que debe superar la cota de inundación para que se produzca).

## Implementación de las ecuaciones de exposición para los 3 modelos

Se calculó el valor de probabilidad para cada celdilla a partir de las ecuaciones 1 y 2, obteniéndose

mapas de probabilidad de inundación por celdilla. Para contextualizar el resultado obtenido, se añadió a cada mapa el área ya inundada por la pleamar citada, asumiendo la precisión del MDT lidar. El proceso de inundación se ha simulado a partir de un modelo tipo *Bathtub* en todos los casos.

#### RESULTADOS

Los resultados obtenidos aparecen sintetizados en la figura 2 para el escenario A1F1.El sumatorio del área inundable en los dos modelos del IPCC utilizados A1F1 (934 ha.) y B1 (826 ha.) considerando toda la masa de probabilidad es ligeramente superior al área inundada en la actualidad por una pleamar de las mismas características sobre el MDE (entendido como el año 1990 por las características del análisis), que es de 785 ha. Sin embargo, el escenario de síntesis de Hunter muestra valores muy superiores, de 1325 ha en total, como consecuencia de la consideración de una subida media superior a las del IPCC, y sobre todo de un parámetro de dispersión mucho mayor, de 1 metro, que amplía el área asumida como inundable.



FIGURA 3. Resultados obtenidos con el modelo A1F1.

Como se observa en la Fig. 3, los tres modelos considerados agrupa la mayor parte del área inundable en probabilidades muy altas, superiores a p = 0.9, lo cual indica que el espacio estudiado está sometido a un significativo peligro de inundación en el futuro.

En la Fig. 2, se observa la distribución espacial del modelo A1F1. Las áreas con mayor probabilidad de inundación son las marismas que no quedan inundadas



FIGURA 2. Histograma de frecuencias observadas en los tres modelos analizados por clases de probabilidad.

esto ocurra bajo temporales). Las áreas con probabilidades intermedias se identifican frecuentemente en salinas (cuyo control de la inundación está regulado por actividades humanas, lo cual no se refleja en el MDE). Las áreas con probabilidades más bajas de inundación, en los tres modelos analizados, son zonas urbanas. No obstante, en los modelos A1F1 y en el de Hunter estas áreas son sensiblemente mayores al B1, donde son casi inexistentes.

#### CONCLUSIONES

La elección del modelo de inundación elegido para llevar a cabo un estudio de riesgos influye de forma significativa en la cartografía de probabilidades de inundación que se obtiene en este tipo de análisis.

Aunque, en áreas como la zona de estudio, este efecto no es tan evidente, dado que se trata de un zona topográficamente muy baja que se inundaría con cualquier situación de subida de nivel medio del mar. Es necesario tenerlo en cuenta para estudios de riesgos, especialmente en áreas topográficamente más irregulares, donde más diferencias entre modelos se observará.

Este tipo de aproximaciones permite no solo disponer de una cartografía de zonas inundables, sino obtener una visión general de las probabilidades de inundación esperadas en un solo mapa.

#### AGRADECIMIENTOS

Esta investigación forma parte del desarrollo del proyecto de I+D: "Espacialización y difusión Web de variables demográficas, turísticas y ambientales para la evaluación de la vulnerabilidad asociada a la erosión de playas en la costa andaluza (CSO2010-15807)" financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y por Fondos FEDER y del Proyecto de Excelencia "Espacialización y Difusión Web de Datos de Urbanización, y Fitodiversidad para el Análisis de Vulnerabilidad ante los Procesos de Inundación Asociados a la Subida del Nivel del Mar en la Costa Andaluza".

#### REFERENCIAS

- Calle, J.R. y Del Río, L. (2011): Impacto futuro del ascenso del nivel del mar en la Bahía de Cádiz: resultados preliminares. En I. Montoya, I. Rodríguez y M.J. Sánchez (eds.): Avances en Geomorfología Litoral. Actas de las VI Jornadas de Geomorfología Litoral, Tarragona, Comunicaciones: 15-162.
- Fraile P (2011): Análisis de las problemáticas asociadas a la espacialización, evolución y representación de niveles del mar presentes y futuros en Andalucía. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Sevilla
- Fraile Jurado, P., Sánchez-Carnero, N. y Ojeda Zújar, J. Sensibilidad del cálculo de los niveles medios del mar al método y periodo de las series temporales de los mareógrafos en los procesos de inundación: Valdelagrana (Cádiz). Boletín de la Asociación de Geógrafos de España (en prensa).
- Fraile Jurado P. y Ojeda Zújar J. (2012): The importance of the vertical accuracy of digital elevation models in gauging inundation by sea level rise along the Valdelagrana beach and marshes (Bay of Cádiz, SW Spain) en *Geomarine Letters*, DOI 10.1007/s00367-012-0317-8.
- Hunter, J. (2012): A simple technique for objectively estimating an allowance for uncertain sea-level rise. *Climatic Change*,113, 2: 239-252.
- IPCC (2007): Climate change. The scientific basis. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge.
- PfefferW.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.
- Rahmstorf (2007): A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise. *Science*, 315, 5810: 368-371.

## Origen y evolución del sistema de lagunas litorales de Vendicari (SE Sicilia)

Origin and evolution of the Vendicari coastal lake system (SE Sicily)

### F.J. Gracia<sup>1</sup>, C. Amore<sup>2</sup>, F. Geremia<sup>3</sup> y S. Privitera<sup>2</sup>

 Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, 11510 Puerto Real. javier.gracia@uca.es
 CUTGANA - Centro Universitario per la Gestione e la Tutela degli Ambienti Naturali e degli Agroecosistemi Università di Catania. Via Andone, 81, 95124 Catania, Italia

3 Società Italiana di Geologia Ambientale, Vía Livenza, 6, 00198 Roma, Italia

**Resumen:** El sistema de lagunas costeras de Vendicari (SE Sicilia) presenta diversos indicadores geomorfológicos que permiten deducir que su origen está asociado a procesos kársticos, relacionados con la generación inicial de un polje durante épocas de nivel del mar bajo. Las formas sumergidas permiten reconstruir las dimensiones originales del polje, que pudo comenzar durante el Tirreniense y que evolucionó durante el último ciclo regresivo finipleistoceno.

Palabras clave: laguna costera, karst, niveles del mar, Sicilia.

**Abstract:** The Vendicari coastal lake system (SE Sicily) presents several geomorphic characteristics which suggest it was originated by karstic processes, related to a polje formed during sea level lowstands. Submerged morphologies allow to reconstruct the original dimensions of the polje. Very probably its genesis begun in the Thyrrenian hisghstand and evolved during the last regressive cycle (Late Pleistocene).

Key words: coastal lake, karst, sea level changes, Sicily.

#### INTRODUCCIÓN

En la literatura geomorfológica, existen pocos estudios que relacionen los procesos marinos y continentales en la génesis de las formas litorales, y esta carencia es mucho más acusada en el caso de los procesos kársticos y su evolución en las costas mediterráneas. La complejidad de estudiar las formas kársticas en medios costeros estriba en que el nivel de base kárstico, representado en este caso por el nivel del mar, ha experimentado oscilaciones verticales muy importantes. Durante el Cuaternario, el 70% del tiempo el nivel del mar ha estado entre -30 y -120 m con respecto al nivel actual (Purdy y Winter, 2001), lo que significa que muchas formas hoy sumergidas en la plataforma interna fueron generadas bajo condiciones subaéreas.

En ambientes kársticos esto se traduce en la existencia de cuevas sumergidas, muy comunes en la costa mediterránea, terrazas y llanuras kársticas submarinas (como al este de Gibraltar), o poljes costeros con fondos muy por debajo del nivel del mar actual, como en la costa dálmata (Gams, 2005). El estudio de todas estas formas y depósitos kársticos sumergidos aporta información muy valiosa sobre la evolución paleogeográfica de estas costas, sobre el alcance y duración de las oscilaciones cuaternarias del nivel del mar, así como sobre el patrimonio geológico submarino. El presente trabajo muestra un ejemplo de formas kársticas costeras y sumergidas generadas durante episodios de nivel del mar más bajo, en la costa suroriental de la isla italiana de Sicilia. La metodología

utilizada ha consistido básicamente en una cartografía geomorfológica mediante fotointerpretación y trabajo de campo.

#### MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El complejo lagunar de Vendicari se localiza al SE de Sicilia, en el extremo norte de la depresión costera de Ispica-Capo Passero, dentro de la Plataforma Iblea (una serie carbonatada neógena subhorizontal, que cubre buena parte del SE de la isla). En el entorno de Vendicari, se reconoce una serie de calizas organógenas pelágicas (Trubi), de edad Plioceno Inferior, suavemente deformadas según pliegues de direcciones NE-SO y NNO-SSE (Grasso et al., 1992), que forman relieves suaves de escasa altura. Hacia el mar, dan paso a una secuencia de terrazas y depósitos marinos pleistocenos, asimilables al ciclo Tirreniense, generalmente calcareníticos, ordenados en dos ciclos sedimentarios. El inferior está compuesto por calcarenitas bioclásticas litificadas y el superior por calcarenitas amarillentas con estructuras sedimentarias de origen eólico, ambos separados por un paleosuelo de origen palustre, que aflora a apenas 2-3 m por encima del actual nivel del mar en la franja costera. Se observa también un nivel de plataforma rocosa costera colgada 1-2 m por encima del nivel del mar, probablemente relacionada con el máximo eustático Flandriense.

El sistema lacustre está formado por 7 depresiones cerradas y humedales alargados paralelamente a la costa y algunos interconectados entre sí. Están separados del mar bien por relieves rocosos

carbonatados, o bien por playas arenosas (Fig. 1). La extensión de los lagos oscila entre más de 100 ha (Pantano Roveto) y 4,4 ha (Balsamo), sus fondos son muy planos y su profundidad no supera 1 m. Se alimentan de agua subterránea básicamente, a través de diversos manantiales periféricos, y en el caso del Pantano Roveto existe también alimentación de agua marina a través de la barrera arenosa, lo que le da un carácter salobre (Geremia, 2000). El nivel de las aguas en todos ellos coincide con el nivel del mar actual.

En la zona central, las lagunas mayores (Roveto y Sichilli) están aisladas por una playa que, en planta, presenta una cúspide central y dos ensenadas laterales, una al norte de forma fuertemente espiralada y otra al sur suavemente curvada. La cúspide constituye un hemitómbolo asociado a la Isla de Vendicari, un islote rocoso carbonatado que aflora a unos 500 m de la costa. En la zona norte los afloramientos rocosos carbonáticos presentan un relieve muy suave y acaban en el mar mediante microacantilados y plataformas rocosas donde son comunes las pequeñas grutas. Todo el complejo forma parte de la Reserva Natural Orientada de Vendicari, incluida en la lista RAMSAR de humedales de importancia internacional.

#### RESULTADOS

Los relieves calcáreos que rodean a las lagunas de pliocenas Vendicari (calizas y calcarenitas cuaternarias) muestran numerosas formas kársticas de distintos tamaños y extensión areal. Así, se reconocen exhumados (kamenitzas, lapiaces hohlkarren. kluftkarren, etc), dolinas de diferentes tipos y dimensiones, así como conductos endokársticos en paredes rocosas. Por otro lado, se han identificado cuatro superficies de aplanamiento que biselan horizontalmente a las calizas pliocenas plegadas. Estas superficies se escalonan hacia el mar, aunque también rodean de manera escalonada y concéntrica a algunas de las lagunas, como el Pantano Piccolo o el Pantano Sichilli. Las superficies sólo aparecen en el entorno del sistema lacustre, y están articuladas mediante rupturas de pendiente y cortos tramos de laderas regularizadas (Figs. 1, 2 y 3).

La superficie más alta, C1, a + 15-19 m de altura, rodea todo el sistema lacustre hacia tierra, aunque se reconocen algunos relictos al este de los pantanos Grande y Piccolo. La superficie C2, a + 12 m, es la que presenta mayor extensión, especialmente en la zona norte, entre los pantanos Roveto y Balsamo. La superficie C3, a + 5-6 m, se reconoce en la Isla de Vendicari y de manera muy aislada en pequeños afloramientos cercanos a las orillas de los lagos. La superficie más baja, C4, a + 1-5 m, se desarrolla principalmente en la zona costera del Pantano Grande y en ella se encaja la terraza Flandriense.

Geo-Temas 14 ISSN 1576-5172

de dolinas sumergidas identificado en el extremo meridional de la costa estudiada (Fig. 1). Este campo de dolinas continúa en la zona emergida, sobre las superficies C2, C3 y C4 al sur de la playa de Citadella dei Maccari. Por otro lado, los datos batimétricos disponibles (Fig. 4) marcan zonas sumergidas con afloramientos rocosos calcáreos y otras cubiertas por sedimentos. Las formas rocosas dibujan dos franjas paralela a la costa, muy continuas y niveladas a una profundidad constante. La primera, a 1 km de la orilla, presenta su superficie culminante a unos 8 m de profundidad; la segunda, a unos 2 km de distancia, se desarrolla a una profundidad de 14-17 m. Entre ambas, así como en el espacio que queda con la costa, se extienden depresiones cerradas o semicerradas, con profundidades mayores (11 m para la depresión cercana a la costa y -25-28 m para la depresión existente entre las dos franjas rocosas). Posteriormente, hacia la plataforma media, la profundidad aumenta de manera progresiva y no se observan más afloramientos rocosos calcáreos.

#### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las superficies de aplanamiento que aparecen en el área presentan numerosas microformas de lapiaz cubierto exhumadas, por lo que se trata indudablemente de superficies de corrosión. Estas características, junto con su escalonamiento concéntrico en torno a los lagos, son claros indicadores de que la mayor parte de estas depresiones constituyen fondos de poljes, de manera muy similar a como ocurre en otros lugares de ámbito mediterráneo (Gracia et al., 1996). La envolvente de la superficie de corrosión más alta permite reconstruir la forma que debió de tener el polje original, que pudo llegar a ser de 6 km de longitud en sentido N-S.

A diferencia de los poljes continentales, en los que los escalonamientos de las superficies de corrosión están asociados a descensos del nivel de base kárstico, en este caso el nivel de base del sistema hidrológico está representado por el nivel del mar, por lo que las superficies escalonadas obviamente marcan las alturas relativas que tuvo el nivel del mar en diferentes momentos del Cuaternario. En ese sentido, los estudios de terrazas marinas cuaternarias en el SE de Sicilia marcan un nivel del mar Tirreniense a + 15 m (Antonioli et al., 2003). Pequeñas oscilaciones en torno a ese nivel, y el descenso eustático posterior durante la última glaciación, habrían tenido como consecuencia el escalonamiento de superficies kársticas v la subdivisión o compartimentación del polje original en otros poljes menores, correspondientes a los actuales pantanos Grande, Piccolo y Balsamo, y probablemente la depresión que engloba a los pantanos Roveto y Sichilli.



FIGURA 1. Mapa geomorfológico de la costa de Vendicari. Leyenda: 1, Superficie de corrosión kársticas C1; 2, Superficie C2; 3, Superficie C3; 4, Superficie C4; 5, Terraza Tirreniense; 6, Terraza Flandriense; 7, Cordones dunares; 8, Playa; 9, Zonas pantanosas; 10, Valles de fondo plano; 11, Surgencia; 12, Dolina; 13, Dolina sumergida; 14, Escarpe; 15, Ladera regularizada. Los números representan metros sobre el nivel del mar.



FIGURA 2. Vista del Pantano Piccolo, en la zona norte, separado del mar por un relieve sobre calcarenitas pleistocenas (Tirreniense), aplanadas por una superficie de corrosión kárstica.



FIGURA 3. Corte geológico transversal del sistema lacustre de Vendicari. El substrato está formado por calizas pliocenas (Trubi), el cual aparece fosilizado por dos unidades calcareníticas pleistocenas. C1, C3 y C4 son superficies de corrosión kárstica.

Por otro lado, las formas sumergidas (Fig. 4) sugieren que los poljes costeros de Vendicari formaron parte de un polje de dimensiones mucho mayores, desarrollado muy probablemente durante el último ciclo regresivo. Esta depresión pudo alcanzar los 10 km de longitud por 5 km de anchura y un desnivel acumulado entre la superficie kárstica más alta (emergida) y el fondo más profundo, de más de 40 m. Estas dimensiones, no obstante, son relativamente modestas en comparación con otros poljes del ámbito mediterráneo (Gracia et al., 1996; Gams, 2005). Si bien se han citado poljes costeros en el Mediterráneo (Peña-Monné et al., 2008), no se conocen trabajos previos que identifiquen este tipo de morfologías bajo el mar.



FIGURA 4. Morfología de la zona sumergida en el entorno de Vindicari a partir de los datos de cartas naúticas. 1. Límite emergido del polje; 2. Humedales; 3. Playas; 4. Afloramientos rocosos carbonatados sumergidos; 5. Recubrimientos arenosos sumergidos. Los números representan metros por debajo del nivel del mar.

Por último, los pantanos Roveto y Sichilli constituyen lagunas costeras cerradas por una barrera arenosa, asociada al ciclo Flandriense. El leve descenso eustático postflandriense ha favorecido el afloramiento de la isla de Vendicari y la formación del correspondiente hemitómbolo.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a las autoridades gestoras de la Reserva Natural de Vendicari las facilidades prestadas para la elaboración de este estudio. El presente trabajo es una aportación al grupo nº RNM-328 del P.A.I.

#### REFERENCIAS

- Antonioli, F., Kershaw, S., Renda, P., Rust, D., Belluomini, G., Cerasoli, M., Radtke, U. y Silenzi, S. (2003): Altitude of the Last Interglacial Highstand in Sicily (Italy) and its implication for tectonics. *AIQUA Workshop 5-8/05/2003*, Universidad de Messina, Abstracts, 23-25.
- Gams, I. (2005): Tectonics impact on poljes and minor basins (case Studies of Dinaric karst). *Acta Carsologica*, 34 (1): 25-41.
- Geremia, F. (2000). Evoluzione morfologica e dinamica sedimentaria dei "Pantani di Vendicari" (Sicilia sud-orientale). Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Messina, 195 pp.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (1996): Los poljes de la región de Layna (Cordillera Ibérica noroccidental). *Cuaternario y Geomorfología*, 19 (3-4): 33-45.
- Grasso, M., Reuther, C.D. y Tortorici, L. (1992): Neotectonic deformations in SE Sicily: the Ispica Fault, evidence of Late Miocene-Pleistocene decoupled wrenching within the central Mediterranean stress regime. *Journal Geodynamics*, 16 (1-2): 135-146.
- Peña-Monné, J.L., De Dapper, M., Constante, A., De Vliegher, B. y Pavlopoulos, K. (2008): El sistema de poljes de la región de Dystos-Almyropotamos (Isla de Eubea, Grecia): Cartografía y evolución geomorfológica. *Geographicalia*, 53: 143-161.
- Purdy, E.G. y Winter, E.L. (2001): Origin of atoll lagoons. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (7): 837-85.

# Análisis de alta resolución de un campo de ondulaciones submarinas en la plataforma externa frente a Águilas (Murcia, SE España)

## *High-resolution analysis from a submarine undulations field on Águilas outer continental shelf (Murcia, SE Spain)*

#### L.M. Fernández-Salas<sup>1</sup>, G. Bruque<sup>2</sup>, V. Díaz-del-Río<sup>2</sup>, F.J. López-Rodríguez<sup>2</sup> y J.T. Vázquez<sup>2</sup>

1 Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Cádiz, Muelle de Levante (Puerto Pesquero s/n, 11006 Cádiz, España. luismi.fernandez@cd.ieo.es

2 Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga, Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola, España

**Resumen:** En este trabajo se presentan los resultados preliminares del estudio de alta resolución de las ondulaciones del fondo del mar en una zona de plataforma continental externa del sureste español usando batimetría multihaz y un sistema de sísmica de muy alta resolución TOPAS. La zona de estudio se encuentra entre 65 y 105 m de profundidad entre las localidades murcianas de Águilas y el cabo Cope. En ella, se ha descrito un extenso campo de ondulaciones, ligeramente asimétricas, donde se pueden diferenciar dos tipos de formas de fondo de diferentes dimensiones: a) ondas de arenas, de orientación oblicua a la actual línea de costa, con longitudes de onda entre 1,5 km y 200 m, y con alturas variando entre los 2 y los 5 m, interpretadas como depósitos relictos, posiblemente formadas durante el último periodo transgresivo; b) ripples de orientación NNO-SSE, con longitudes de ondas y alturas menores cuyas dimensiones varían espacialmente en un eje SO-NO; su origen se atribuye al régimen hidrodinámico actual, con dirección predominante hacia el noreste.

Palabras clave: ondulaciones submarinas, plataforma continental, geomorfología, Mediterráneo occidental.

Abstract: In this paper, we present the preliminary results of the high-resolution study of the seafloor undulations on the outer continental shelf from the southeastern Spanish. Multibeam bathymetry and very high-resolution seismic system TOPAS data have been used. The study area is located between 65 and 105 m depth off the town of Aguilas (Murcia) and Cape Cope. An extensive field of undulations has been described. They are slightly asymmetrical and two types of bedforms of different dimensions can be distinguished: a) Sand waves, with oblique orientation to the current shoreline, its wavelengths vary between 1.5 km and 200 m and its heights range between 2 and 5 m, which are considered relict deposits, possibly formed during the last transgressive period; b) Ripples with NNW-SSE orientation, and its wavelengths and heights are smaller, and its dimensions vary spatially along the SW-NW axis; its origin is attributed to current hydrodynamic regime, whose direction is predominantly northeastward.

Key words: submarine undulations, continental shelf, geomorphology, western Mediterranean

#### INTRODUCCIÓN

Las ondulaciones del fondo del mar constituyen un tipo morfológico deposicional constituido por acumulaciones de sedimento arenoso aue. generalmente, presenta una discontinuidad basal respecto al sustrato infrayacente (Field et al., 1981). Las dorsales de arenas presentan grandes dimensiones con longitudes kilométricas, alturas entre 5 y 20 m y tiempos de generación de escala centenaria. Las ondas de arenas tienen longitudes que alcanzan los 500 m, alturas de unos 2 m y tiempos de formación de escala anual. Los ripples tienen altura centimétrica y longitudes de ondas por debajo de los 500 m (Asley, 1990; Van Landeghem et al., 2009).

Numerosos trabajos describen la existencia de campos extensos de formas de fondo sedimentarias en la plataforma externa de muchos márgenes continentales alrededor del mundo (Barrie et al., 2009; Lo Iacono et al, 2010). En este caso, se presentan los resultados preliminares de un análisis de alta resolución de las diferentes ondulaciones del fondo del mar identificadas en la plataforma continental externa entre las localidades murciana de Águilas y cabo Cope (Fig. 1). El objetivo de esta comunicación es describir el campo de ondulaciones y establecer los posibles mecanismos de formación de las formas de fondo descritas.

#### METODOLOGÍA

Para este trabajo, se han usado los datos de batimetría multihaz y sísmica de muy alta resolución TOPAS de las campañas ESPACE-2003 y AGUILAS-2008 obtenidos por el Instituto Español de Oceanografía, en el ámbito del proyecto "Estudio de la plataforma continental española" (SGPM-IEO) y durante la realización de un curso de adiestramiento en el manejo de ecosonda multihaz, respectivamente.



FIGURA 1. Batimetría multihaz de la zona de estudio, donde se sitúan los perfiles batimétricos, que se reproducen en la Fig. 2, el perfil sísmico de la Fig. 3 y el punto de fondeo del correntímetro.

Las ecosondas usadas en ambas campañas fueron la ecosonda multihaz EM-3000D de Konsberg-Simrad y el sistema sísmica de muy alta resolución TOPAS PS040. Los datos batimétricos se han procesado con el software Caraibes y se han integrado en un Sistema de Información Geográfico ArcGis 10.

#### RESULTADOS

Las formas de fondos identificadas en la zona de estudio abarcan una superficie en forma triangular de unos 9,5 km de longitud en dirección NE-SO y entre 1,0 y 3.5 km en dirección NO-SE. El rango batimétrico en el que se encuentran las ondulaciones oscila entre 65 m y 105 m de profundidad (Fig. 1).

El campo de ondulaciones está controlado por una serie de ondas de arena de mayor tamaño, de orientación oblicua a la línea de costa, con direcciones que varían de NO-SE en la zona más proximal cambiando a una dirección O-E, a medida que aumenta la profundidad. Estas ondas de arenas se hacen evidentes desde los 65 m hasta los 90 m de profundidad. Su longitud de onda oscila entre 1,5 km y 200 m y su altura varía entre los 2 y 5 m.

A estas ondas de mayor escala se superponen otras ondulaciones de menores dimensiones, ripples, cuyas dimensiones varían a lo largo del campo de ondulaciones en un eje SO-NE principalmente (Figs. 1 y 2), aunque también se observa que sus dimensiones aumentan con la profundidad. Así, en la zona sureste, los ripples tienen altura entre los 10-20 cm y longitudes de onda de unos 10 m, y a medida que se mueve hacia el noreste, la altura y la longitud de onda aumentan con los siguientes pares de valores (H, L), (20-50 cm, 40-70 m), (80-100 cm, 100-150 m), de forma que en su extremo nororiental los ripples tienen alturas de más de un metro y longitud de onda de unos 200 m. Las ondulaciones presentan una ligera asimetría hacia el noreste en todo el campo descrito (Fig. 2).

En una primera comparativa, entre las batimetrías obtenidas en 2003 y 2008, no se aprecian grandes cambios que indiquen una migración aparente de dichas formas de fondo. En los perfiles de sísmica de muy alta resolución TOPAS, se observa una pequeña capa de sedimento no consolidado (Fig. 3) cuya superficie superior es el fondo del mar actual, donde se identifican los ripples e, igualmente, se observa que las ondulaciones de mayor tamaño, correspondientes con las ondas de arenas, tienen una superficie superior más compacta y se corresponde con un horizonte de mayor amplitud y difícilmente penetrable por este sistema geofísico. Se debería incluir algún perfil sísmico en el resumen que muestre lo que indican los autores, pues sino es como indicar un resultado sin poner los datos que lo atestiguan.



FIGURA 2. Perfiles batimétricos distribuidos en el campo de ondulaciones desde el SO (P1) hasta el NE (P3). Su posición se muestra en la Fig. 1. El primer perfil abarca aprox. 0,5 m en la vertical, el segundo 1,6 m y el tercero 1,2.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La medidas de corriente a 34 m de profundidad en la zona de estudio (Fig. 4), obtenidos del Sistema de Información Oceanográfica de Murcia (Servicio de Pesca y Acuicultura, 2013) mediante un fondeo de un corrientímetro en la Isla del Fraile (Fig. 1), indican que las corrientes predominantes, según la hidrodinámica actual, van hacia el noreste con velocidades que oscilan entre los 0,05 y 0,3 m/s. De estos datos se puede deducir que ni la dirección ni la intensidad de este flujo son suficientes para explicar la formación de las ondas de arenas oblicuas y de mayores dimensiones descritas en el apartado anterior. Mediante el análisis de los perfiles sísmicos, se observa que esas ondulaciones mayores se encuentran infrayacentes a los ripples del fondo del mar actual, de manera que se puede deducir que estas formas de fondo de mayor magnitud son más antiguas que los ripples más superficiales

En una zona relativamente cercana cuyas condiciones tectónicas son similares durante el Holoceno, y más al norte de la zona de estudio, en las Islas Columbretes, Díaz et al. (1990) fechan fragmentos de conchas depositados sobre depósitos de arenas del borde de la plataforma en 11.100 años B.P. Si se tiene en cuenta que el nivel del mar (Grant et al. 2012) para esa fecha se situaba a unos 60 m de profundidad, entonces, en la zona de las ondulaciones, que oscila entre 65 y 105 m de profundidad, deberían de actuar procesos de ambientes costeros, donde un mayor hidrodinamismo pudo favorecer la formación de formas de lecho de mayor dimensión. Por otro lado, el sistema de corrientes y de configuración de la costa pudo ser diferente, lo que puede explicar su dirección no concordante con el régimen oceanográfico actual.

Por el contrario, las características morfométricas de las ondulaciones de menores dimensiones o ripples se justifican por el régimen hidrodinámico actual. En este caso, son perpendiculares al flujo que se dirige predominantemente hacia el NE. Suponiendo que las ondas están formadas por sedimentos de tamaño de grano arena fina y media, las velocidades cercanas o algo superiores a 0,3 m/s, descritas para la zona (Servicio de Pesca y Acuicultura, 2013), justifican la existencia de ripples ondulatorios o rectos (Stow et al., 2009). La pequeña asimetría de los ripples en una sección perpendicular a la forma de fondo (Fig. 2), con el flanco de mayor pendiente orientado hacia el noreste, también queda explicada con la existencia predominante de flujos hacia el noreste, que fuerzan la migración en esta dirección.



FIGURA 3. Perfil sísmico de TOPAS donde se observan las ondulaciones en el fondo del mar y una superficie basal reflectiva que marca la base del depósito, que conforma los ripples. Su posición se muestra en la Fig. 1, septiembre de 2007 (Servicio de Pesca y Acuicultura, 2013). Se observa cómo la corriente predominante va de SO a NE. En caso de no durar el fondeo todo un año, sería bueno indicar el periodo de estudio.

La diferencia, tanto en la altura como en la longitud de onda, a medida que se desplaza hacia cabo Cope (Fig. 4), puede deberse a que el flujo aumenta de velocidad a medida que se acerca al cabo Cope, o bien, que exista una variación en el tamaño de grano del sedimento en dicha dirección, o bien a que la profundidad aumenta hacia dicha zona. Según Mazumder (2003), el tamaño de grano del sedimento, la profundidad del agua y la velocidad del flujo en el fondo son los principales factores que controlan las dimensiones, formas y tasas de migración de las ondas submarinas.



FIGURA 4. Rosa de corrientes obtenida mediante el fondeo de un correntímetro a 34 m de profundidad entre el 10 de agosto y el 10 de septiembre de 2007 (Servicio de Pesca y Acuicultura, 2013). Se observa cómo la corriente predominante va de SO a NE. En caso de no durar el fondeo todo un año, sería bueno indicar el periodo de estudio.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Secretaría General de Pesca y al Instituto Español de Oceanografía por la financiación del proyecto "Estudio de la plataforma continental española" (ESPACE)". Igualmente, agradecemos a las tripulaciones de los buques oceanográficos "Odón de Buen" y "Teresa Rosa" por toda la ayuda prestada durante la adquisición de los datos.

#### REFERENCIAS

- Ashley, G.M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal Sediment. Petrology*, 60 (1): 160-172.
- Barrie, J.W., Conway, K.W., Picard, K. Greene, H.G. (2009): Large-scale sedimentary bedforms and sediment dynamics on a glaciated tectonic continental shelf: examples from the Pacific margin of Canada. *Continental Shelf Research*, 29 (5-6): 796-806.
- Bassetti, M.A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., Taviani, M. (2006). Sand bodies at the shelf edge in the gulf of Lions (Western Mediterranean): deglacial history and modern processes. *Marine Geology*, 234: 93-109.
- Díaz, J.I., Nelson, C.H., Barber, Jr, J.H., Giró, S. (1990): Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro continental shelf. *Marine Geology*, 95: 333-352.
- Field, M.E. Nelson, C.H., Cacchione, D.A., Drake, D.E. (1981): Sand waves on an epicontinental shelf: Northern Bering Sea. *Marine Geology*, 42 (1-4): 233-258.
- Grant, K.M., E. J. Rohling, E.J., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Bronk Ramsey, C., Satow, C. y Roberts, A.P. (2012): Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years. *Nature*, 491: 744–747
- Lo Iacono, C., Guillén, J., Puig, P., Ribó, M., Ballesteros, M., Palanques, A., Farrán, M. Acosta, J. (2010): Large-scale bedforms along a tideless outer shelf setting in the western Mediterranean. *Continental Shelf Research*, 30: 1802-1813.
- Mazumder, R. (2003): Sediment transport, aqueous bedforms stability and morphodynamics under unidirectional current: a brief overview. *Journal African Earth Science*, 36 (1-2): 1-14.
- Servicio de Pesca y Acuicultura de la Consejería de Agricultura y Agua. Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. *Servicio de Información Oceanográfica de la Región de Murcia*. http://caamext.carn.es/siom. 10/03/2013.
- Van Langedhem, K.J.J., Wheeler, A.J., Mitchell, N.C., Sutton, G. (2009): Variations in sediment wave dimensions across the tidally dominated Irish Sea, NW Europe. *Marine Geology*, 263 (1-4): 108-119.

## Sr-Nd isotope signatures of surficial sediments from the Portuguese continental shelf

R. Martins<sup>1\*</sup>, S. Ribeiro<sup>2</sup>, A.J.F. Silva<sup>2</sup>, R. Freitas<sup>1</sup>, V. Quintino<sup>1</sup>, A.M. Rodrigues<sup>1</sup>, M.R. Azevedo<sup>2</sup>

1 Departamento de Biologia & CESAM, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal. \*roberto@ua.pt 2 Departamento de Geociências & GEOBIOTEC, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal

**Abstract:** This study focus on the Sr-Nd isotope signatures of detrital and carbonate fractions of seven samples from surficial sediments deposited in the Portuguese continental shelf. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr and <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd isotope compositions of the lithic component are used to constrain potential endmember contributions and determine sediment provenance. The <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios measured in the acid leachates of the seven sediment samples (carbonate fraction) lie within the range 0.7088 - 0.7092, close to the value for modern seawater (0.7091 - 0.7092), suggesting a dominant biogenic origin for this component. In contrast, the Sr isotope signatures for acid-leached silicate residues (lithic fraction) from the same samples are widely variable (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.7179 to 0.7346) reflecting the input of terrigenous particles from three distinct sources (northern Iberian Variscan crust, southern Iberian Variscan crust and North African aerosols). The narrow range of  $\mathcal{ENd}$  (0) values displayed by these samples (-8.5 to -10.6) does not allow effective discrimination between the different end members.

Keywords: Portuguese continental shelf, surficial marine sediments, Sr-Nd isotope signatures

#### INTRODUCTION

The Portuguese continental shelf extends for approximately 900 km in length, from the Galicia Bank (northern border) to the Gulf of Cadiz (southern border), with an average width of about 45 km and an irregular steep slope plunging to the abyssal plain. Shelf-break slope occurs nearly at 160 m depth. The western coast of Portugal is a high energy shelf environment and receives a significant sedimentary input from several major rivers (Minho, Douro, Mondego, Tagus and Sado). In contrast, the southern sector of the Portuguese continental shelf is relatively narrow (8 km to 28 km) and has a lower energy regime. Most of its sediment supply is delivered by the Guadiana River. The majority of the Portuguese rivers drain Late Proterozoic-Paleozoic metamorphic rocks and Variscan granitoids from the highland areas of Portugal and, to a lesser extent, the Meso-Cenozoic sedimentary formations exposed along the western and southwestern margins of Iberia (Lusitanian and Algarve Basins).

Radiogenic isotopes <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr and <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd are widely used as tracers of chemical and physical erosion processes, like provenance studies (Tripathy et al., 2011).

#### MATERIALS AND METHODS

#### Study area

The study area comprised the entire Portuguese continental shelf, from Caminha on the Northwest (41°51.8'N, 9°15.6'W) to Vila Real Santo António on

the Southeast (36°56.1'N, 7°24.7'W) (Fig. 1). Nearly 500 samples of soft bottom shelf sediments were collected in the scope of several research projects and analyzed for grain-size. Grain-size analysis was performed by dry and wet sieving. Raw grain-size data were expressed as weight percentages of mud, sand and gravel contents. Classification of sediment textural type was made using a modified version of the Folk triangle classification system.

#### Geochemical and isotopic analyses

A subset of seven sediments samples representing different granulometric types (sands, muddy sands and sandy muds) was selected for geochemical and isotope analysis. Their locations bracket some of the most important entrances of riverine suspended matter into the Portuguese continental shelf (Table I).

| Site | Latitude<br>(°N) | Longitude<br>(°W) | Depth<br>(m) | Sediment<br>type |
|------|------------------|-------------------|--------------|------------------|
| 31   | 41°03'           | 9°10'             | 135          | Muddy sand       |
| 98   | 39°02'           | 9°37'             | 98           | Muddy sand       |
| 119  | 38°36'           | 9°15'             | 17           | Sand             |
| 158  | 37°39'           | 9°01'             | 182          | Muddy sand       |
| 195  | 37°05'           | 8°31'             | 26           | Muddy sand       |
| 226  | 36°56'           | 7°24'             | 148          | Sand             |
| 229  | 37°06'           | 7°24'             | 14           | Sandy mud        |

TABLE I. Characterization of the selected sites for isotopic analyses.

The < 2 mm sediment fraction of these samples was ground and homogenized with an agate mortar and analysed for major and trace elements at Actlabs (Canada).



FIGURE 1. Study area and sediments spatial distribution along the Portuguese continental shelf. Shelf sectors are also shown.

Additionally, XRD analyses were also carried in the Department of Geosciences of the University of Aveiro (Portugal), to study the main mineralogical phases. Sample preparation for isotope analysis involved previous treatment with dilute acid to remove acid soluble phases. The strontium isotope compositions were determined on both the silicate residues left after leaching with acetic acid (lithic fraction) and leachates (carbonate fraction), whilst the neodymium ratio measurements were carried out only on the carbonatefree sediment fraction. The Sr and Nd isotope ratios were measured on a VG Sector TIMS at the Laboratory of Isotope Geology of the University of Aveiro, Portugal. Isotope ratios were normalised to <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr=0.1194 and <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219. Analysis of NBS SRM 987 and JNdi-1 international standards gave values of  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr = 0.710255 ± 4 (n = 169) and  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd = 0.5121007 ± 15 (n = 120), respectively.

#### **RESULTS AND DISCUSSION**

#### Spatial distribution of the surface shelf sediments

The spatial distribution of the surface sediments of the Portuguese continental shelf shows that: (a) coarser deposits occur mainly in the inner and mid-shelf of the northwestern sector, at depths between 20 and 80 m and immediately south of the Nazaré and Setúbal canyons, (b) sand banks dominate in the near shore shelf, but can sporadically be found at greater depths, (c) muddy sands characterize the deeper shelf and (d) sandy mud and mud cover a large sector of the southern shelf and areas located off the mouths of major rivers in the western shelf. This sedimentary spatial distribution reflects the influence of different factors, mostly mainland lithology, rivers runoff, hydrodynamics, shelf geomorphology and paleoclimatic changes (related to the presence of relict coarse sediments) (Martins et al., 2012).

#### Chemical composition and mineralogy

All the studied samples contain terrigenous, biogenic and authigenic components in variable proportions. With the exception of CaO and MgO, the major element compositions of these samples are dominantly related to terrigenous inputs. A major input of detrital quartz for the sandy sediments located off the mouths of the Tagus and Guadiana rivers (samples 119 and 229) is suggested by their high SiO<sub>2</sub> contents (>78%). The Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4.3 - 6.3%) and K<sub>2</sub>O (1.2 - 2.6%) values recorded in most sediment samples point to the occurrence of moderate amounts of clay minerals (mainly illite), muscovite and feldspar. CaO and MgO are low (CaO < 10%; MgO < 0.6%) in the sand deposits, but are considerably higher in the finer sediments (CaO = 22 - 29%, MgO = 1.15 - 1.83%), reflecting the influence of carbonate minerals from skeletal debris of marine organisms. Unlike CaO, MgO is also positively correlated with  $Fe_2O_3$  (T) and

may therefore have been partitioned between smectitic clay/chlorite (minor) and carbonate minerals. Some contribution of authigenic Fe-Mn oxyhydroxides particles is indicated by the relative high concentrations of  $Fe_2O_3$  (T) in the studied samples (0.92 - 9.25%), particularly in the fine sediments from the southernmost sectors (samples 158 and 226). XRD mineral data reveal that the carbonate fraction is composed of calcite and aragonite, whereas the main mineral phases present in the siliciclastic fraction are quartz, muscovite, illite, feldspar and montmorillonite.

#### Sr and Nd isotopes

As shown in Fig. 2, the <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotopic ratios in the leachates of all the analysed sediment samples range between 0.7088 - 0.7092. The close similarity between their isotopic compositions and present-day seawater (0.7091 - 0.7092) suggests a dominant biogenic origin for the carbonate component. In contrast, the <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotope signature of the residual (leached) fraction is widely variable  $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0.7179$ to 0.7346) reflecting distinct provenance areas for the lithogenic sediments entering the Portuguese continental shelf. The lower <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotopic ratios are recorded in the sediment samples from the southern sector and tend to increase with latitude (Fig. 2A). This may be partly due to differences in the age and lithology of the continental rocks exposed in the Iberian crust.

Most of the sediment supply for the southern shelf is delivered by the Mira and Guadiana Rivers that flow through a region dominated by Carboniferous volcanosedimentary sequences hosting some important polymetallic massive sulphide deposits, whilst the fluvial input for the central and northern sectors comes from rivers draining across Late-Proterozoic terrains Paleozoic metamorphic (metapelitesmetagreywackes) and Carboniferous granitoids, with more radiogenic Sr isotope compositions. Data from the literature show that metasediments and Variscan granitoids from central northern Portugal have wholerock <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios ranging from 0.7049 to 0.8909, with 67% of the samples displaying values higher than 0.730 (Beetsma, 1995). A large input of radiogenic Sr from these sources can therefore be inferred for the samples with high <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios. On the other hand, the lower <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios observed in the southern shelf sediments suggest that a significant fraction of the detrital component results from slightly less radiogenic sources. Riverine suspended matter derived from weathering of the Carboniferous volcano-sedimentary sequence exposed in southwestern Iberia may constitute a suitable endmember composition. However, the contribution of airborne particles (mainly Saharan dust) with an average  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr ratio = 0.72179 (Grousset et al., 1998) can also be important, particularly at lower latitudes (Stumpf et al., 2011). Unlike the Sr isotopic compositions, the <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd isotope ratios obtained in the lithic fraction lie within a



FIGURE 2. (A) Biplot diagram of  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$  vs latitude in both carbonate and lithic fractions of the seven sediment samples analysed, with indication of isotopic signature of the present-day seawater. (B) Biplot diagram of  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$  vs ENd(0) in the lithic fraction, showing also the literature range values of Variscan crustal rocks and Saharan dust. Dot color corresponds to its sediment type (blank – sand; grey – muddy sand; black – sandy mud).

very narrow range of values (ENd(0) = -8.5 to -10.6; Fig. 2B), partially overlapping the intervals of ENd(0) reported in the literature for the different source components (northern Iberian crust, southern Iberian crust and Saharan dust) and cannot therefore be used for discrimination purposes.

This is the first study applying radiogenic isotopes to study the provenance of sediments along the Portuguese continental shelf.

#### **ACKNOWLEDGEMENTS**

This work was supported by the following research projects: MeshAtlantic (Atlantic Area Program 2009-1/110 MeshAtlantic), ACOSHELF (POCI/MAR/56441/2004). The first author benefited from a PhD grant (SFRH/BD/44231/2008) awarded by FCT.

#### REFERENCES

Beetsma, J.J. (1995): *The late Proterozoic/Paleozoic* and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal. PhD thesis (unpublished). Vrije University, Netherlands, 223 pp.

- Grousset, F.E., Parra, M., Bory, A., Martinez, P., Bertrand, P. Shiemmield, G., Ellam, R.M. (1998): Saharan wind regimes traced by the Sr–Nd isotopic composition of subtropical Atlantic sediments: Last Glacial maximum vs. today. *Quaternary Science Reviews*, 17: 395-409.
- Martins, R., Azevedo, M.R., Mamede, R., Sousa, B., Freitas, R., Rocha, F., Quintino, V., Rodrigues, A.M. (2012): Sedimentary and geochemical characterization and provenance of the Portuguese continental shelf soft-bottom sediments. *Journal of Marine Systems*, 91: 41-52.
- Stumpf, R., Frank, M., Schönfeld, J., Haley, B. (2011): Climatically driven changes in sediment supply on the SW Iberian shelf since the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 312: 80-90.
- Tripathy, G.R., Singh, S.K., Krishnaswami, S. (2011): Chapter 26 Sr and Nd Isotopes as Tracers of Chemical and Physical Erosion. In: *Handbook* of Environmental Isotope Geochemistry, Advances in Isotope Geochemistry (M. Baskaran, ed.). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 521-552.

## Herramientas y técnicas para la gestión del medio costero: lecciones aprendidas

#### Tools and techniques for coastal management: lessons learnt

#### G. Malvárez<sup>1</sup>, F. Navas<sup>2</sup>, M. Tejada<sup>2</sup>, E. Guisado<sup>2</sup>, R. Carrero<sup>2</sup>, A. Giordano<sup>2</sup> y J.L. del Río<sup>2</sup>

1 Geografía Física. Universidad Pablo de Olavide, 41013, Sevilla. gcmalgar@upo.es 2 Grupo de Investigación PAIDI (RNM 911) Coastal Environments. Universidad Pablo de Olavide, 41013, Sevilla.

**Resumen:** A pesar de los avances surgidos en el campo de la ciencia y de la gestión costera, aún quedan numerosas lagunas y lecciones por aprender en relación con la geomorfología litoral y, en general, del ámbito costero. Muchas metodologías han planteado una revisión compleja de la costa y puentes para aplicaciones concretas a la gestión o el desarrollo y nuevas políticas a todos los niveles. En este artículo, se repasan las diferentes experiencias en las que han desarrollados herramientas y técnicas aplicadas desde la ciencia a la gestión costera en el marco de experiencias propias de proyectos europeos, nacionales o regionales. Las lecciones aprendidas plantean que (i) las herramientas de síntesis (indicadores, Land and Ecosystem Accounts,) tienen gran complejidad y necesidad de datos y fracasan en los procesos de especialización complejos, y (ii) herramientas de modelización (propagación de oleaje en aguas someras o los escenarios de futuro) requieren personal altamente especializado y de una interpretación a menudo dificil para los agentes encargados de la toma de decisiones.

#### Palabras clave: escenarios, indicadores, gestión integrada de costas, SWAN LEAC

Abstract: Despite the massive advancements in both the fields of coastal science and management, there is the generalised agreement that the track between coastal geomorphology (and science at large) and management are still struggling to converge to provide significant sound basis to managers and decision making when it comes to complex scenarios in policy, environment and management. Many methods have been developed to try and close this gap and provide tools for integrative approaches to coastal science and management. In this paper, the authors review a number of tools and techniques that have been trialled in various research projects at European, National and Regional levels. Lessons learnt highlight that (i) synthetic tools (Environmental Indicators and Land and Ecosystem Accounts) are severely complex, data hungry and do not respond well to spatialisation and (ii) modelling tools (wave propagation for shallow waters and Future Scenarios) often require highly specialised implementation and its interpretation is not potentially at the level of decision makers and other stake holders involved in the wide spectrum of coastal management issues.

Key words: ICZM, SWAN, LEAC, future scenarios.

#### INTRODUCCIÓN

La complejidad del medio físico continúa siendo objeto de múltiples estudios y desarrollo de abundante metodología. También en la gestión de estos espacios se advierte una profusión de métodos que intentan proporcionar las bases para alcanzar una integración de las diferentes miradas que confluyen en los espacios litorales. De entre los muchos posibles métodos, se advierte que aquéllos que proporcionan una contribución significativa en el diagnóstico del sistema (tanto físico, como social o económico) están en auge v son objeto de atención por parte de instituciones nacionales y supranacionales como la Agencia de Medioambiente Europea, que tratan de eliminar las distancias entre la investigación y la aplicación en escenarios de gestión real.

Este es el caso de la reciente oleada de generación de indicadores medioambientales, que se elaboran y aplican a diferentes escalas para lograr una caracterización compleja del medio litoral apoyados en políticas de gran peso como la nueva Directiva Marco de Estrategia Marítima, la Marco del Agua, o las potentes medidas anunciadas a través del Protocolo de Gestión Integrada de Zonas Costeras del Convenio de Barcelona del Programa de Naciones Unidas para el Medioambiente.

Los indicadores ambientales representan una síntesis de información compleja que además es susceptible de ser representado, en algunos casos, cartográficamente. La importancia del uso de los indicadores reside en que aúnan variables dispares de significancia ambiental y pueden ser medibles y reproducibles gracias a abundantes metadatos organizados en fichas. De entre las variables, pueden aparecer datos directamente medidos o bien resultados de procesos de modelización complejos. Por ejemplo, modelos de propagación de oleaje que presentan una caracterización completa de los procesos marinos en la zona cercana a la costa. Otras formas de estudio de utilidad en este contexto son los escenarios de futuro. que representan una aplicación de la modelización en situaciones de alta complejidad y que aúnan variables biofísicas con socio-económicas.

En este articulo se presentan algunas experiencias en el uso de determinadas herramientas y técnicas en el marco de la gestión del ambiente litoral con el objetivo de servir a determinar la aplicabilidad y uso en diversos escenarios.

#### MÉTODOS

## Indicadores ambientales y el Land and Ecosystem Accounts

Un indicador es un parámetro medido u observado que proporciona información sobre un espacio, siendo por tanto una herramienta de análisis objetiva, útil y clara para la comunicación de resultados comparables y capaces de abarcar las relaciones entre diferentes variables, posee un significado sintético y se desarrolla con un propósito específico (EEA, 2005). Un indicador debe ser simple, fácil de interpretar y además ser capaz de mostrar tendencias en el tiempo. La simplicidad no sólo se centra en la interpretación del usuario final, sino en la facilidad de acceso a los bancos de datos que se utilizan para construir el indicador; así como la posibilidad de repetir los análisis para ver las tendencias y cambios producidos en el medio.

La mensurabilidad de los indicadores es también otro aspecto a considerar. Las medidas se deben realizar conforme a una escala de valor, donde estén reconocidos los máximos y mínimos y se puedan referenciar los valores obtenidos en las mediciones (OCDE, 1993). Sin embargo, existen aspectos cualitativos en los que no se puede designar un valor concreto para establecer un nivel de medición, e incluso muchas de las variables cuantitativas que se emplean en los campos de la geomorfología costera no son cuantificables dentro de valores de seguimiento y control (Tejada et al., 2009). En estos casos, los umbrales de medición se establecen empleando técnicas grupales de decisión, donde expertos en las distintas temáticas establecen los niveles flexibles de asignación, definiendo umbrales de aspiración y reserva, donde se trabajan los números difusos más cercanos a la realidad de los comportamientos de los medios naturales (Navarro et al., 2012).

Además, estas bases de información deben tener la capacidad de ser comparables internacionalmente, lo que no siempre es posible, ya sea por el nivel de desarrollo de los estados, como por el objetivo inicial de los valores analizados. Si se centra en los indicadores complejos, la normalización de las distintas variables es el reto principal. En estos casos, ya se tiene constancia de la fortaleza del indicador simple, puesto que, teóricamente, debe estar bien fundamentado, tanto a nivel teórico, como científico y estar basado en estándares internacionales. Los sintéticos integran un grupo de indicadores que son ponderados considerando un objetivo, ya sea la vulnerabilidad, la resiliencia, el impacto, la respuesta social, etc. Aquí manifiestan una gran adecuación las técnicas de análisis multicriterio

(Woodcock y Gopal, 2000; Navarro et al., 2012), que permiten agregar y normalizar indicadores simples para construir uno sintético.

La cuantificación de un ecosistema, en términos ambientales o económicos, supone una herramienta muy útil a la hora de describir sistemáticamente como la calidad y cantidad de ecosistemas y las estructuras y procesos ecológicos que las sustentan van cambiando a lo largo del tiempo. Para ello, desde un marco de gestión ambiental global, la Agencia Europea de Medio diseñó Ambiente (AEMA) una herramienta denominada Land and Ecosystem Accounts (LEAC, Weber, 2007), que tiene su origen a partir del desarrollo de un Sistema Integrado de Cuantificación Ambiental y Económica por parte de las Naciones Unidas (SEEA1). La herramienta LEAC se estructura en dos partes bien diferenciadas; una primera, en la que se distribuven los cambios de cobertura terrestre en unidades territoriales y la segunda, que trata de clasificar estas unidades territoriales atribuyendo un valor, al que denomina flujo, que está representado espacialmente por una gama de colores que varía en función de los cambios producidos en la cobertura terrestre para dos fechas (Páramo y Gómez, 2005). El tipo de cobertura está descrito por una leyenda que especifica su tipología, mientras que el cambio producido en dicha cobertura terrestre se encuentra representado por una leyenda más compleja que especifica el tipo de cambio y su naturaleza, atribuyendo un valor que juzgue si hay pérdida o ganancia de capital natural. Para ello la herramienta LEAC utiliza los datos procedentes del Proyecto Europeo Corine Land Cover, que consisten en un conjunto de imágenes de satélite tomadas para toda Europa, a una resolución espacial de  $100 \times 100 \text{ m}^2 \text{ y}$ para tres fechas: 1990, 2000 y 2006. Estas imágenes son tratadas mediante un Sistema de Información Geográfica a través del cual se procederá a la superposición de capas de información y posterior análisis estadístico con el objetivo de evaluar los cambios producidos en el uso del suelo para estas fechas y valorar si se ha producido ganancia o pérdida en el capital patrimonial de un territorio concreto.

En la actualidad se están intentando dar otras aplicaciones a esta herramienta desde iniciativas Europeas, como es el caso del Proyecto Europeo FP7 PEGASO, en el que se realiza una evaluación y monitorización del ecosistema costero a fin de caracterizar los principales componentes ecosistémicos (abiótico, biótico y antrópico) para incluirlos dentro de la metodología de aplicación de esta herramienta.

## Modelización: Los modelos de propagación de oleaje y los escenarios para la gestión costera

Los modelos de oleaje se basan en propagar oleaje desde aguas profundas a someras, simulando todos los procesos que tiene lugar hasta alcanzar la costa (refracción, difracción, disipación) y proporcionando información acerca de interacciones de las olas, causantes de los cambios en la morfología costera, permitiendo una aproximación objetiva a procesos complejos. La gran aportación, por tanto, de la modelización en este contexto es la capacidad de abstraer los componentes que participan en los complejos procesos morfodinámicos y adecuar, no solo la calidad de la información y datos que se utilizan para los cálculos, sino también los propios procesos físicos (Malvárez y Cooper, 2000). Por todo esto, la modelización permite entender los procesos naturales de las costas, los cuales se plantean en la mayoría de los casos en escalas espaciales donde el cálculo experimental queda fuera del alcance, convirtiéndose en una herramienta muy potente y extendida.

Los modelos de oleaje, como SWAN, permiten simular una batería de escenarios hidrodinámicos, con características variables en función de la batimetría, de los datos de oleaje paramétricos o espectrales, del nivel del mar, de los campos de viento, e incluyendo parillas de tipos fondos marinos (sedimentos, vegetación). Esto proporciona una potente caracterización del frente litoral bajo diferentes condiciones dominantes, las respuestas y posibles evoluciones, convirtiéndolo en una herramienta de prospectiva muy valida. Estos resultados hidrodinámicos pueden ser utilizados como fuente de una gran variedad de aplicaciones y estudios de vulnerabilidad costera, análisis de variaciones del nivel del mar asociadas al cambio climático, el estudio de temporales y sus efectos sobre la costa, aproximación al movimientos de corrientes y transporte de sedimentos, y estudios de hidrodinámica y morfodinámica. En este sentido, el uso potencial de modelos en el proceso de toma de decisiones, relacionados con la gestión integral del litoral y el manejo de las costas, radica en que si se aplican a la escala adecuada proporcionan información que difícilmente es reproducible empíricamente por lo que son una herramienta muy valiosa en análisis regionales y subregionales.

Los escenarios se perfilan como un instrumento con alto potencial para la gestión y planificación costera, ya que proveen un marco idóneo para trabajar con medios complejos, dinámicos y de alta incertidumbre como es el litoral (Carrero et al., 2010). Este potencial fue reconocido por el proyecto Europeo COASTANCE (Ref. 1G-MED08-62), centrado en el desarrollo de nuevos instrumentos de gobernanza para la gestión de las zonas costeras y la adaptación al cambio climático. Pese a que los escenarios se han utilizado formalmente con fines de planificación y análisis desde la década de los 50, a partir de los años 90 han recobrado relevancia debido a su amplia aplicación por parte de numerosos organismos internacionales (p. ej. IPCC, OCDE, PNUMA, AEMA). Pese al uso extendido de esta herramienta, es importante señalar que no existe una metodología única para la generación de escenarios. Los enfoques metodológicos y las técnicas utilizadas varían ampliamente en función de la escala y objetivos del estudio, utilizándose tanto métodos cualitativos,

como cuantitativos o, en ocasiones, realizando una combinación de ambos.

#### DISCUSIÓN: LECCIONES APRENDIDAS

Uno de los problemas principales en la construcción de los indicadores se centra en la elección de la unidad de análisis. Si bien los datos económicos, sociales o de infraestructuras vienen asociados a las unidades administrativas y por tanto a las estadísticas básicas, los datos relacionados con dinámicas naturales no pueden ser vinculados a las anteriores, ya que sus comportamientos no pueden ser delimitados explícitamente (MMA, 1996; OCDE, 1993). Esto nos lleva a levantar datos in situ y ad hoc para un trabajo concreto (Tejada et al., 2009). El estudio a través de indicadores resuelve el problema de proporcionar una base para las comparaciones internacionales y de asignar un umbral o valor de referencia contra el cual poder comparar los valores asociados. Aun se sigue teniendo el problema de las unidades de análisis relacionadas variables con las estadísticas convencionales, que no solventan el problema de las variables físicas costeras.

En relación con los modelos de propagación, todos presentan una serie de limitaciones que deben ser conocidas y asumidas en la interpretación y presentación de resultados; éstas se presentan en algunos casos relacionadas con la física que los sustenta y en otros con los propios datos de entrada del modelo. Estas limitaciones se derivan de las propias teorías de oleaje, la importancia del conocimiento del ámbito de análisis, y por último, y más importante, la validación de los resultados con trabajo de campo y/o estudios e investigaciones existentes, lo que se conoce como calibración empírica del modelo. Los resultados de las simulaciones requieren en todos los casos una interpretación de las variables, al tratarse de indicadores de procesos y fenómenos, como son la disipación de energía, la velocidad orbital o la reflexión de las olas, para lo cual la destreza del usuario es fundamental. Quizá por ello, su uso no es generalizado en la gestión, aunque sí en investigaciones científicas y en el diseño de infraestructuras de defensa costeras (puertos, espigones y regeneraciones de playas), debido a la capacidad técnica que se requiere para su utilización, la necesidad de una correcta interpretación de los resultados, pero sobre todo, porque se necesitan otros instrumentos que faciliten y garanticen su uso efectivo en la gestión, como es la producción de cartográfica. En conclusión, los modelos de propagación de oleaje deben ser entendidos como herramientas de ayuda a la gestión, con necesidad de validación en el campo con datos reales y siempre usados en términos cualitativos y no tanto cualitativos (Cooper y Pilkey, 2004).

En el proyecto COASTANCE, se desarrolló una metodología experimental de siete pasos en los que se hibridaron de forma novedosa técnicas cuantitativas y cualitativas, bajo un enfoque multidisciplinar y con una

fuerte orientación a la participación ciudadana. El método fue aplicado de forma experimental a escala local en un municipio litoral andaluz y como resultados se obtuvieron cuatro escenarios de futuros alternativos para el año 2050 (CMA, 2012). La experiencia del proyecto COASTANCE ha demostrado que la generación de escenarios conforma una herramienta idónea en la toma de decisiones costeras, ya que permiten obtener visiones de futuro combinando el conocimiento científico con el conocimiento local. Asimismo, el proyecto detectó que los escenarios son especialmente útiles para: facilitar la comunicación entre todos los implicados en los procesos de toma de decisiones, entender las diferentes opiniones públicas sobre problemas críticos en las zonas costeras, estimular el pensamiento estratégico y la creatividad de los implicados, y abordar con la comunidad local cuestiones como los riesgos costeros y el cambio climático. Por otra parte la experiencia del proyecto COASTANCE también demostró que en la generación de escenarios existen varios retos que podrían sintetizarse en los siguientes: i) la falta de consenso metodológico para desarrollar escenarios genera muchas dificultades a la hora de elegir las técnicas más adecuadas, siendo el desarrollo de una metodología a demanda, adaptada a las necesidades y objetivos del estudio, probablemente el paso más difícil de un ejercicio de escenarios. Asímismo, la combinación de enfoques participativos con métodos cuantitativos no resulta fácil, requiriendo la inclusión de técnicas capaces de integrar los distintos tipos de datos obtenidos a lo largo del análisis (espaciales, numéricos y cualitativos); ii) la difusión de los escenarios en forma de descripciones narrativas, puede limitar la utilidad de los resultados a procesos de discusión y reflexión, que si bien son muy importantes, pueden ser procesos ambiguos difíciles de definir o concretar. Para facilitar la transferencia de los resultados a la toma de decisiones sería recomendable poder mostrarlos en otros formatos menos abstractos; en este sentido se realizando estudios experimentales están de espacialización de escenarios participativos a través de mapas, que pueden ayudar a resolver esta limitación; iii) pese a que la generación de escenarios participativos pueden suponer un gran paso en el contexto de la gobernanza y de la GIZC, cabría cuestionarse si las administraciones competentes y los actuales instrumentos están preparados para incorporar este tipo de ejercicios prospectivos, así como sus resultados, en la planificación y gestión del litoral.

#### REFERENCIAS

- Cooper, J.A.G. y Pilkey, O.H. (2004): Alternatives to the Mathematical Modeling of Beaches. *Journal of Coastal Research*, 20 (3): 641-666.
- Guisado Pintado, E.; Málvarez García, G.; Navas Concha, F. (2010): Los modelos de propagación de oleaje, simulación morfodinámica y las TIG. En:

Ojeda, J., Pita, M.F. y Vallejo, I. (Eds.), *Tecnologías de la Información Geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos*. Comunicaciones: 861-872.

- Malvárez G.C. y Cooper, J.A.G. (2000): A whole surf zone numerical modelling approach to the characterisation of nearshore environments and beaches. *Journal of Coastal Research*, 16 (3): 808-823.
- Malvárez, G.C.; Navas, F. y Jackson, D.W.T. (2004): Investigations on the morphodynamics of Sandy tidal flats: a modelling application. *Coastal Engineering*, 51: 731-747.
- Thieller, E.R.; Pilkey, O.H.; Young, R.S.; Bush, D.M. y Chai, F. (2000): The use of mathematical models to predict beach behaviour for U.S. Coastal engineering: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 16: 48-70.
- EEA (2005): *EEA core set of indicators. Guide.* Technical Report no.1/2005. Europ Envir. Agency.
- Navarro Jurado, E., Tejada Tejada, M., Almeida García, F., Cabello González, J., Cortés Macías., Delgado Peña, J., Fernández Gutierrez, F., Luque Gallego, M., Malvarez García, G., Marcenaro Gutiérrez, O., Navas Concha, F., Ruiz De La Rúa, F., Ruiz Sinoga, J., Solís Becerra, F. (2012): Carrying capacity assessment for tourist destinations. Methodology for the creation of synthetic indicators applied in a coastal area. *Tourism Management*, 33: 1337-1346.
- OCDE (1993): Core set indicators for environmental performance reviews. GD (93)179.
- Tejada, M., Malvarez, G.C., Navas, F. (2009): Indicators for the assessment of physical carrying capacity in coastal tourist destination. *Journal of Coastal Research*, SI 56, 1159-1163.
- Wookcock, C.E., y Gopal, S. (2000): Fuzzy set theory and thematic maps: accuracy assessment and area estimation. *International Journal of Geographical Information Science*, 14 (2): 153-172.
- Carrero, R., Navas, F., Malvárez, G. y Cáceres, F. (2010): Aplicabilidad de las TIG en la generación de escenarios de futuro para una gestión integrada de las zonas costeras. En: Ojeda, Pita, y Vallejo, (Eds.), TIG: Tecnologías de la Información Geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos. Comunicaciones: 716-727.
- CMA (2012): A new approach to Future Scenarios for the EU COASTANCE Project: A coastal governance experience in Andalusia. A report to the Ministry of the Environment of the Regional Government of Andalusia - Dirección General de Desarrollo Sostenible e Información Ambiental- in the context of the COASTANCE European Project. Technical Direction: Navas, F., Carrero, R. and Caceres, F. 128 pp.
- Weber, J.L. (2007): Implementation of land and ecosystem accounts at the European Environment Agency. *Ecological Economics*, 61: 695-707.

## Desarrollo de herramientas de gestión costera mediante vídeo-monitorización: número de usuarios de la playa y localización de corrientes de resaca

### Development of coastal management tools using video monitoring: quantification of beach users and rip current location

#### M. Puig<sup>1</sup>, P. Liria<sup>2</sup>, I. Epelde<sup>2</sup> y J. Benavente<sup>1</sup>

1 Dpto. de Geología. Fac. Ciencias del mar y Ambientales. Universidad de Cádiz. Avda. República Saharaui, s/n. 11510 Puerto Real (Cádiz). maria.puig@uca.es

2 Fundación Azti-Tecnalia. Herrera Kaia, Portualdea z/g. 20110 Pasaia (Gipuzkoa).

**Resumen:** En el presente trabajo se diseña y aplica una metodología para la obtención de dos variables de gestión, mediante imágenes de vídeo en dos playas de la costa de Vizcaya: el cálculo de la afluencia total en la playa de La Arena y la localización de las corrientes de resaca en la playa de Bakio. La afluencia total o asistencia de una playa se obtiene a partir del desarrollo de una herramienta de detección de usuarios, basada en las imágenes obtenidas por las vídeo cámaras (clasifica los píxeles que están dentro de la región de interés en "arena" o "persona") y el posterior calibrado con los conteos manuales. La localización de las corrientes de resaca se realiza a través de la detección visual sobre imágenes promediadas rectificadas y se valida a posteriori con los rescates registrados durante el periodo de estudio referenciados por los servicios de salvamento (día, hora y lugar). Los resultados obtenidos permiten conocer la asistencia total y los patrones temporales de uso de la playa de La Arena, a lo largo del periodo estival del 2012, y las zonas de riesgo de la playa de Bakio, durante el verano del 2011. Esta información resulta fundamental de cara a mejorar la seguridad de la playa y permitir a los órganos gestores establecer programas de gestión específicos.

Palabras clave: vídeo-monitorización, gestión costera, ocupación de playa, detección de resacas.

**Abstract**: The present work designs and applies a method to obtain two management variables using video imagery in two beaches of Bizcayan coast: the calculation of the total affluence of beach users in La Arena Beach and rip current location in Bakio Beach. Firstly, beach user quantification is obtained developing a detection tool, which is based on images captured from video cameras, that classifies the pixels of a region of interest in "sand" or "person". Afterwards, the calibration is done using manual counting. Rip currents location is estimated visually followed by a data validation according to registers of rescues during the study period. The results give information about the number of users in La Arena for 2012 summer season and the risk zones in Bakio Beach for 2011 summer season. These data are fundamental to improve beach security and permit managers to take specific management programs.

Key words: video monitoring, coastal management, beach occupation, rip currents location.

#### INTRODUCCIÓN

Las playas son uno de los recursos costeros más importantes. Su fragilidad hace necesario e importante establecer políticas integradas, que permitan mejorar su gestión y calidad ambiental. Desde hace años, las técnicas de vídeo-monitorización costera constituyen una alternativa eficiente en la gestión sostenible, por su gran utilidad en todas las escalas espaciales (desde centenares de metros hasta kilómetros) y temporales (horas, días, años), que caracterizan la dinámica litoral.

Los primeros sistemas de video-monitorización fueron utilizados en Oregón (Estados Unidos) para el cálculo de series de run-up (Bowen y Holman, 1984). Con el tiempo, se desarrollaron sistemas fijos de medición, como ARGUS y EVS (Osorio, 2005). En esta línea, se desarrollaron los sistemas de videomonitorización costera KOSTASystem (fruto de la colaboración entre AZTI-Tecnalia y LaSAGeC) y Sirena (desarrollado en el IMEDEA, CSIC-UIB), ambos sistemas utilizados en la captura de las imágenes del actual trabajo. Estos sistemas permiten el estudio de numerosas variables costeras (Tabla I), que pueden ser utilizadas como indicadores, de forma que los gestores costeros puedan realizar de un modo sencillo, el seguimiento del litoral (Jiménez et al., 2007).

| Ámbito                   | Variables   |  |  |
|--------------------------|---|--|--|
| Seguridad<br>de la playa | Localización de las corrientes de retorno<br>Localización de las zonas de riesgo para el baño<br>Evolución de corrientes de retorno |  |  |
| Uso de la<br>playa       | Localización de los usuarios<br>Afluencia total de la playa<br>Densidad de usuarios   |  |  |

TABLA I. Aplicaciones de los sistemas de video-monitorización (modificado de Davidson et al., 2006).

El presente trabajo se centra exclusivamente en dos variables: afluencia total en la playa de La Arena y

localización de corrientes de resaca en la playa de Bakio. Ambas áreas de estudio se encuentran situadas en la costa de Vizcaya, Norte de España (Fig. 1).



FIGURA 1. Área de estudio en el litoral de Vizcaya.

#### METODOLOGÍA

#### Afluencia total de usuarios

La afluencia o asistencia total de una playa se define como el número de personas que han asistido a la playa durante un determinado periodo de tiempo. En este trabajo, el cálculo se realiza en dos etapas; una inicial, en que se desarrolla una herramienta que permite obtener la densidad de ocupación de la playa a partir de las imágenes de la estación de vídeo, y una segunda etapa de aplicación, en la que se cuantifica la afluencia total de la playa, calibrando los resultados obtenidos en la primera etapa con los conteos manuales.

En la primera etapa, se analiza si alguna combinación de las 3 variables (Red Green Blue) de las imágenes es capaz de clasificar los píxeles de interés (arena y personas), mejor que las variables independientemente. Para el área de estudio, la mejor clasificación se obtuvo con el cociente de R/G y G/B. Pero, además, se decidió añadir el valor de R (Red) como elemento discriminador.

En cuanto a la etapa de aplicación, se ejecuta la herramienta de análisis de densidad de ocupación cada hora a lo largo de varios días laborables y festivos representativos (alta ocupación). Posteriormente, se calcula la densidad de ocupación, dividiendo la cantidad de píxeles detectados como usuarios entre los píxeles totales en base a una región (nº de píxeles) común. Esta región de 500 m de longitud se ciñe a la zona de arena supramareal (arena seca) de la playa.

Con el patrón diario de variación de densidad de ocupación (se utilizan dos diferentes para día laboral y festivo) que tiene la playa, se estima la hora de máxima ocupación, y se aplica una detección diaria en torno al momento de asistencia máxima durante toda la época estival. Así, se obtiene la densidad de ocupación normalizada para cada día y se obtiene su variación a lo largo de cada mes y de toda la época estival.

En esta segunda etapa, la densidad de ocupación normalizada, en la hora de máxima ocupación, se calibra con los conteos manuales realizados por los hondartzainas (vigilantes de la playa). De esta manera, a partir de la ecuación de calibración obtenida y los patrones de asistencia medios, se calcula el número de usuarios para cada hora, a lo largo de toda la temporada estival. Por último, en base a un valor de permanencia medio (tiempo medio estimado que cada usuario individual permanece en la playa), estimado en 3 horas, se integra la afluencia total durante un día, mes o durante toda la temporada estival.

#### Localización de las corrientes de retorno

En cuanto a la detección de las zonas de riesgo de la playa de Bakio, ésta se realiza de manera visual, utilizando imágenes promediadas y rectificadas (georeferenciadas) del periodo de estudio. Una vez detectadas estas zonas, se valida con las incidencias ocurridas en la playa, gracias a la información anotada por los servicios de vigilancia. Ésta se basa en una cuadrícula de la playa donde los socorristas señalan los rescates llevados a cabo, junto con la hora, el día y el número de personas rescatadas.

#### RESULTADOS

#### Afluencia total de usuarios

#### Patrón de densidad de la playa

En la Fig. 2 se muestran los patrones obtenidos tras haber calculado la densidad de ocupación horaria a lo largo de días laborables y festivos representativos.



FIGURA 2. Variación diaria de la densidad de usuarios. (A)Variación en días laborables. (B) Variación en festivos y fin de semanas.

El patrón de la playa en los días laborables aumenta hasta media mañana. Al mediodía disminuye de manera poco significativa y vuelve a aumentar hasta alcanzar el pico de asistencia máxima a las 18 h (Fig. 2A). Los fines de semana y festivos presentan los dos picos de manera inversa. A las doce de la mañana se produce el máximo de ocupación, seguido de un ligero descenso y a partir de las 15 h vuelve a aumentar produciéndose un segundo pico de menor ocupación sobre las 17 h (Fig. 2B).

#### Densidad de ocupación diaria

A continuación, se resume gráficamente la densidad obtenida mediante vídeo y la ocupación de usuarios mediante conteo manual (proporcionada por los hondartzainas) para el periodo estival (Fig. 3).



FIGURA 3. Variación de la densidad y ocupación de usuarios para el periodo de estudio.

La correlación entre los resultados de densidad de usuarios y los conteos es muy significativa. El mes que mejor se ajusta es el de junio ( $r^2=0.98$ ). Sin embargo, los meses de julio y agosto se encuentran próximos con un  $r^2=0.93$  y  $r^2=0.92$ , respectivamente. El ajuste para todo el período estival presenta un  $r^2=0.9469$  (Fig. 4).



FIGURA 4. Ajuste lineal para el periodo de estudio

#### Asistencia total de la playa

Finalmente, en la Fig. 5 se muestra el conjunto de los datos de los tres meses y permite ver la variación de la asistencia durante toda la época estival. El mes de junio se caracteriza por ser el mes de menor afluencia al tener una ocupación de 56.794 usuarios y una densidad de usuarios diaria, que no supera el 25% de la playa. Julio cuenta con la mayor afluencia, un total de 114.948 usuarios y una densidad de ocupación con valores superiores al 50%. Por último, el mes de agosto tiene 68.033 usuarios y una densidad de ocupación que llega hasta el 40%.



FIGURA 5. Variación de la asistencia de usuarios para el periodo de estudio.

#### Localización de las corrientes de retorno

A lo largo del verano del 2011 las corrientes de retorno se sitúan en la zona central y este de la playa (Fig. 6). Su localización se mantiene constante por lo que la peligrosidad asociada a ellas, se encuentra limitada en dos únicos puntos. Al igual que las corrientes, las barras arenosas sumergidas en la playa permanecen prácticamente inmóviles. Aun así, se observa cómo se produce un ligero desplazamiento en el sector este de la playa. Este movimiento se ve claramente a finales de verano.



FIGURA 6. Localización de las corrientes de retorno de la playa de Bakio. (A) 24/06/2011. (B) 10/07/2011. (C) 28/08/2011. (D) 12/09/2011.

Por lo general, la zona de peligrosidad detectada visualmente coincide de manera muy significativa con las cuadrículas donde se han llevado a cabo la mayoría de los rescates por los socorristas (Fig. 7). Aun así, existen excepciones, como el día 28 de agosto donde de los dos rescates realizados, uno se sitúa en una zona de corriente, mientras que el otro se encuentra en la playa seca.



FIGURA 7. Georreferenciación en las imágenes correspondientes a la hora del rescate. (A) 24/06/2011. (B) 10/07/2011. (C) 28/08/2011. (D) 12/09/2011.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La metodología desarrollada para el cálculo de la afluencia de usuarios se basa en tres parámetros: el patrón de densidad de la playa, la densidad de ocupación máxima diaria y la correlación entre la densidad de ocupación máxima y el número de personas estimada en base a los conteos manuales.

Para la determinación de la densidad de ocupación a partir de las imágenes, se desarrolla y aplica una herramienta de detección, que clasifica los píxeles en "arena" o "persona", basándose en el análisis automático de imágenes. Los coeficientes de correlación lineal, entre el número de personas que hay en la playa, procedente de los conteos manuales y la densidad de ocupación, han tenido en todos los casos valores muy buenos. Por tanto, la estimación de la ocupación de la playa de La Arena en base al análisis de las imágenes se puede asegurar que es bastante fiable.

Se sugiere, sin embargo, una validación más amplia durante la siguiente temporada, así como un mayor control de los conteos manuales, especialmente la hora en que se han realizado (se recomienda las seis de la tarde en los días laborables y doce del mediodía los días festivos) y registrar posibles incidencias, lo que ayudaría a aumentar la fiabilidad.

En cuanto a la estimación de la asistencia, existen aún una serie de incertidumbres relacionadas con la metodología empleada. Las más importantes están asociadas a la estimación de la permanencia media de los usuarios, así como a la validez de los patrones empleados, en especial para los días festivos, ya que en el periodo analizado los festivos de gran asistencia son escasos en comparación al total de datos. Para mejorar este punto, se recomienda realizar encuestas enfocadas a conocer los hábitos propios de la playa y en concreto, el dato de permanencia media de los usuarios. Asimismo, en la validación con los datos estivales de la siguiente temporada se recomienda hacer especial énfasis en los festivos de gran afluencia.

En cuanto al método utilizado para la localización de las corrientes de retorno, se señalan visualmente las zonas de peligrosidad de la playa a lo largo del periodo de estudio en base a las imágenes interpoladas y rectificadas. Los resultados obtenidos se validan con los rescates llevados a cabo por el equipo de salvamento de la playa, que han sido referenciados previamente. De esta forma, se comparan las zonas de riesgo de la playa estimadas con los rescates realizados.

Los resultados obtenidos indican que la localización y variación de las corrientes de resaca de la playa de Bakio, a lo largo del verano del 2011, es muy pequeña y que la mayoría de los rescates se asocian a las zonas peligrosas detectadas visualmente.

No obstante, a pesar de las recomendaciones que se puedan dar, como conclusión final, se demuestra la eficacia de ambas herramientas, ya que suministran de forma sencilla una información eficaz para potenciar la seguridad de la playa, y permitir a los órganos gestores un mejor conocimiento de la afluencia permitiendo así establecer programas de gestión específicos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado y llevado a cabo en la Fundación Azti-Tecnalia. El artículo fue elaborado gracias a la Beca FPI 2012 (BES 2012-053175) del Ministerio de Economía y Competitividad, dentro del proyecto GERICO (CGL 2011-25438).

#### REFERENCIAS

- Bowen, A. J., y Holman, R. A. (1984): Longshore structure of infragravity wave motions. *Journal of Geophysical Research*, 89: 6446-6452.
- Davidson, M., Van Koningsveld, M., de Kruif, A., Rawson, J., Holman, R., Lamberti, A. y Aarninkhof, S. (2007): The CoastView project: Developing video-derived Coastal State Indicators in support of coastal zone management. *Coastal Engineering*, 54: 463-475.
- Jiménez, J. A., Osorio, A., Marino-Tapia, I., Davidson, M., Medina, R., Kroon, A., Archetti, R., Ciavola, P. y Aarnikhof, S. G. J. (2007): Beach recreation planning using video-derived coastal state indicators. *Coastal Engineering*, 54: 507-521.
- Osorio, A. (2005): Desarrollo de técnicas y metodologías basadas en sistemas de vídeo para la gestión de la costa. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Cantabria.

## Desarrollo de las técnicas Geomáticas para el análisis del litoral. Aplicación en la costa de Cantabria (2009-2012)

### Development of Geomatics techniques for the analysis of the coast. Application on the coast of Cantabria (2009-2012)

#### J.J. de Sanjosé<sup>1</sup>, E. Serrano<sup>2</sup>, F. Berenguer<sup>1</sup>, J.J. González-Trueba<sup>3</sup>, M. Gómez-Lende<sup>2</sup> y M. González-García<sup>4</sup>

1 Escuela Politécnica. Avenida de la Universidad s/n. Universidad de Extremadura. 10003 Cáceres. jjblasco@unex.es

3 Centro Universitario Internacional CIESE - Fundación Comillas. Universidad de Cantabria.

4 Dpto. de Geografía. Universidad de Málaga.

**Resumen:** Los Grupos de investigación (Ingeniería Geomática y Patrimonio Urbano de la Universidad de Extremadura y PANGEA de la Universidad de Valladolid) están colaborando desde 1991 en el control dinámico de glaciares. En el año 2009, decidieron aplicar las mismas técnicas geomáticas para el análisis de la dinámica costera en playas y acantilados de Cantabria. El objetivo es ampliar la información actual sobre la evolución reciente de la costa. Para analizar la dinámica de playas y acantilados, con precisión de  $\pm$  1cm, se están empleando nuevas técnicas geomáticas terrestres (escáner láser y estación total "sin prisma"). Para este estudio, se han tomado como referencia tres zonas (playa de El Cabo-Gerra, playa de Somo y ensenada de Erillo). La técnica empleada en la playa de El Cabo-Gerra es el escáner láser (densidad de mallado de 50 cm a distancias de 100 m), obteniéndose más de 200 millones de puntos con una incertidumbre posicional de 6 mm. En la playa de Somo, se hicieron perfiles topográficos entre los años 1988 y 1993 y ahora se ha analizado el retroceso mediante escáner láser. Finalmente, se está usando la estación total "sin prisma" para determinar el movimiento de la ensenada de Erillo y también se está analizando la dinámica (centímetro/año) de un bloque desgajado de grandes dimensiones.

Palabras clave: Cantabria, acantilado, duna, geomática.

**Abstract:** Research groups (Engineering Geomatics and Urban Heritage of the University of Extremadura and PANGEA of the University of Valladolid) are working together since 1991, in the study and survey of glaciers. From 2009 they apply the same geomatic techniques in the analysis of Cantabrian beaches and coastal cliffs dynamic. The objective is increase the present day information and to know the recent evolution of beaches and cliffs. The geomatic techniques used to analyse the dynamics are terrestrial scanner laser (TSL) and total station, with accuracy of  $\pm$  1cm. Three areas are studied in this work: the Cabo-Gerra beach, Somo beach and Erillo cove. The technique used in the Cabo-Gerra beach is the laser scanner (grid density of 50 cm at distances of 100 m), resulting in more than 200 million points with a positional uncertainty of 6mm. In the Somo beach exist topographic profiles between 1988 and 1993, and now the retreat has been measured using laser scanner. Finally, in the Erillo cove is used the "reflectorless" total station to determine the horizontal and vertical displacement of the slid body and also a large block (cm/year).

Key words: Cantabria, cliff, dune, geomatic technique.

#### INTRODUCCIÓN

El interés por conocer la dinámica costera en Cantabria comienza en el año 1988, cuando se colabora en la toma de datos topográficos (utilización de dos taquímetros "intersección angular directa") y batimétricos de la bocana de entrada a la bahía de Santander (Sanjosé, 1989). Estos trabajos estaban enmarcados en el convenio de colaboración entre los departamentos de la Universidad de Cantabria: Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente e Ingeniería Geográfica y Técnicas de Expresión Gráfica.

Entre los años 2000 y 2002, los Grupos de investigación IGPU (Universidad de Extremadura),

PANGEA (Universidad de Valladolid) y GEOHUMEDAL (Universidad Autónoma de Madrid) realizaron el control dinámico de una duna lingüiforme en la playa de Liencres, que en la actualidad ya no es plenamente activa, y su correlación con la dirección e intensidad del viento. El estudio se desarrolló mediante el empleo de técnicas fotogramétricas de objeto cercano con el programa "Close Range Digital Workstation" (Arteaga et al., 2008).

En el año 2009, concurren dos hechos, que reactivaron el interés por la dinámica costera:

• Se comprueba visualmente el gran retroceso que ha sufrido la playa de las Quebrantas en Somo.

<sup>2</sup> Dpto. de Geografía. Universidad de Valladolid.

• El Grupo de investigación IGPU de la Universidad de Extremadura adquiere un nuevo instrumental Geomático: estación total de la marca Topcon IS, que permite medir "sin prisma" a 2.000 metros y además hace escaneados 3D. En 2011, además se adquiere el escáner láser, Leica C10, que permite medir a una distancia superior a los 200 metros con una cadencia de 50.000 puntos por segundo, y con un error posicional de 6mm.

#### ZONAS DE ESTUDIO Y RESULTADOS

En los escasos 110 km en línea recta que separan Unguera (al oeste) de Ontón (al este), el relieve costero de Cantabria se caracteriza por una notable diversidad morfológica y litoestructural. Desde el punto de vista morfológico, "La Marina" -denominación con la que se conoce la franja costera de Cantabria-, se caracteriza por una topografía de pendientes relativamente suaves que albergan varios niveles de rasas o restos de antiguas plataformas de abrasión marina, elevadas en la actualidad varias decenas de metros sobre el nivel del mar actual. La línea de costa, por lo general acantilada y rectilínea, es sucesivamente entrecortada por los estuarios cantábricos, con una disposición paralela entre sí. Los sectores de relieve más abruptos se corresponden con los macizos calizos karstificados que ofrecen a su vez las costas acantiladas de mayor desarrollo en el sector oriental de la región (Díaz del Olmo y Gutiérrez Elorza, 1994; González et al., 2005). Las tres áreas de estudio seleccionadas en la costa de Cantabria tratan de mostrar dicha diversidad:

- Playa de El Cabo-Gerra, cercana a San Vicente de la Barquera.
- Playa de las Quebrantas (Somo), enfrente de la ciudad de Santander.
- Ensenada de Erillo, al este de Laredo.

#### Playa de El Cabo-Gerra

En la zona occidental de la costa cántabra, cerca del Cabo de Ovambre, en el extremo oriental de la plava de Merón, se efectúa el control de un tramo de acantilado labrado sobre materiales detríticos terciarios con estratos de arcillas, areniscas y conglomerados. La alternancia de materiales con diferente grado de competencia, así como la disposición y acusado buzamiento ofrecen un cantil fácilmente erosionable. Se trata de un sistema cantil-playa muy activo y expuesto, especialmente en los momentos de pleamar y fuerte temporal. Se ha desarrollado un control del perfil de la plava arenosa, la berma de temporal constituida por gravas y bloques procedentes de las areniscas y conglomerados del acantilado, y el propio acantilado que muestra claras morfologías erosivas con huellas de desprendimientos por zapa en la base (Fig. 1).

Los trabajos realizados en esta zona comenzaron con el posicionamiento en coordenadas UTM de las

bases topográficas. Para ello, se partió de las coordenadas de los vértices geodésicos más cercanos. En el futuro, al tener este sistema de coordenadas, permitirá comparar los resultados de vuelos fotogramétricos históricos con los obtenidos mediante el escáner Leica C10 (Fig. 2).



FIGURA 1. Vista general de la playa de El Cabo-Gerra.

La malla de medición impuesta al escáner es de 50 cm/100 m (Fig. 3). En esta zona, la distancia media de escaneado es de unos 50 m y, por tanto, se tiene una densidad de un punto cada 25 cm, pero a menor distancia, el espacio entre puntos es todavía menor.



FIGURA 2. Toma de datos con el escáner láser C10.

Una vez escaneada la zona de trabajo, pueden ejecutarse los perfiles que se crean necesarios. En este caso, se hacen nueve perfiles, con una separación entre ellos de 25 metros (P6-P7) (Fig. 3).



FIGURA 3. Densidad de puntos escaneados para una distancia de 100 m. Puede verse el número de puntos en un radio de 5 m.

Por ahora, se han realizado tres observaciones: agosto de 2011, junio de 2012 y noviembre de 2012, mostrando pequeñas variaciones entre la zona de pleamar y bajamar. Asimismo, se observa que, por encima de la línea máxima de pleamar, no hay grandes movimientos del terreno (Fig. 4).



FIGURA 4. Evolución del perfil 6.

#### Playa de Somo

En la zona central de la costa de Cantabria, sobre el margen oriental de la entrada de la Bahía de Santander, se extiende un amplio tramo de costa arenosa a favor de la bien definida flecha arenosa litoral de Somo, que cierra la bahía con su disposición E-O. La dinámica marina está provocando la erosión del frente arenoso y campo dunar, ofreciendo cortes de varias decenas de metros en respuesta a la zapa directa por impacto del oleaje en los momentos de temporal y pleamar (Fig. 5).



FIGURA 5. Playa de Somo y zona de estudio (Google Maps).

Mensualmente entre los años 1988 y 1993, se realizaron perfiles topo-batimétricos entre la bocana de entrada a la bahía de Santander y la playa de Loredo, esto es, en aproximadamente 4 km se hacían 18 perfiles. Por aquella época, para la toma de datos batimétricos se empleaban dos teodolitos (metodología de intersección directa) y una sonda. De manera que, para la batimetría, se utilizaba un teodolito que alineaba el barco en dirección al perfil y otro teodolito realizaba las observaciones angulares a la posición de la sonda del barco. Al hacer la medición angular, se le daba señal al barco para que realizase la medición de la profundidad. A la información de la sonda se debía corregir la marea (datos del mareógrafo de Santander).

Posteriormente, en la playa se continuaba el perfil hasta la base topográfica. Esta fase se hacía con estación total, de manera que se obtenía una cantidad muy limitada de puntos. En general, entre los datos batimétricos y topográficos de los 18 perfiles, se podía disponer de una cantidad inferior al millar de puntos. Se hace hincapié en la magnitud de puntos observados porque, actualmente, se hacen mediciones con escáner láser, obteniendo más de 50 millones de puntos (100 m de línea de costa) con error posicional de los puntos de 6 mm, y todo ello en un tiempo inferior a 20 minutos.

Se ha escogido esta zona de estudio, porque se "visualizó", pasados los años, que existía un gran retroceso. El sistema de coordenadas empleado es el UTM, el mismo que en 1988. Para ello, fue necesario hacer una poligonal desde los vértices geodésicos cercanos.



FIGURA 6. Situación de los perfiles, distantes 15 m.

Entre los perfiles actuales, se ha hecho coincidir el perfil 4 con uno de los perfiles de 1988 (Fig. 6). Una vez realizadas las mediciones, se ha comprobado un retroceso del frente superior a los 20 m (Fig. 7).



FIGURA 7. Retroceso del frente en la situación del perfil 4.

Por otra parte, entre las mediciones realizadas con escáner láser entre 2011, 2012 y 2013, se ha comprobado que en este periodo existe una estabilidad en esta zona. Pero, "visualmente" se ha comprobado que existe otra zona cercana (100 m al oeste) con un gran dinamismo. Por tanto, el área de escaneado se ampliará a 200 m de costa lo que supondrá una hora más de trabajo y una cantidad de puntos superior a los 100 millones.

#### Ensenada de Erillo

En la zona oriental de Cantabria, en las cercanías de Laredo, se está llevando a cabo el control de un tramo

de costa rocosa acantilada labrada sobre la caliza urgoniana. El sector presenta un acantilado de gran desarrollo vertical, con altura máxima de 270 m. El tramo monitorizado presenta en la base arcillas y yesos triásicos, que favorecen el proceso de zapa del conjunto. El resultado es la presencia de acantilados en las calizas urgonienses y un deslizamiento transacional que moviliza grandes bloques (superiores a 3 m) con colapsos y desprendimientos asociados, todo ello plenamente activo y funcional. En esta zona se están haciendo dos tipos de estudios con periodos anuales (Fig. 8):

- Dinámica del acantilado (2010-12).
- Dinámica del bloque (2009-12).



FIGURA 8. Deslizamiento (punto observado) y bloque (base de observación) en la ensenada de Erillo.

La dinámica del acantilado y del bloque se realiza con la estación total Topcon IS, la cual permite medir "sin prisma" hasta distancias de 2.000 m, con la posibilidad de hacer una fotografía sobre el punto medido. La fotografía permite comprobar, con campañas anteriores, que el punto observado es el mismo. Este instrumental, también permite realizar escaneados (20 puntos/segundo) con error posicional del punto de 2 mm.

Por tanto, sin tener que bajar al acantilado, se han realizado las mediciones de 10 puntos de su superficie. De éstos, los puntos 1, 2 y 9 se encuentran en el frente del acantilado, y los puntos 2 y 9 tienen grandes valores de desplazamiento, entre los años medidos (2011 y 2012). Es posible que cualquiera de estos puntos desaparezca en próximas observaciones. Los demás puntos, también son activos y su movimiento es coherente entre los tres años de observación (Tabla I). Con el escaneado anual de la roca de grandes dimensiones, se han obtenido unos resultados anuales de movimiento de 20 mm, en dirección al mar. También se está analizando, con los datos disponibles, cuánto tiempo tardará en caerse.

#### CONCLUSIONES

Referente a la instrumentación geomática terrestre (GPS, estación total, escáner láser), se ha llegado a un nivel de precisión impensable hace 20 años. Es posible conseguir datos 3D (X,Y,Z) de los puntos observados con errores inferiores a 1cm.

|       | 2011-2010 |               |           | 2012-2011 |               |           |
|-------|-----------|---------------|-----------|-----------|---------------|-----------|
| Punto | Acimut    | Increm. Dist. | Increm. Z | Acimut    | Increm. Dist. | Increm. Z |
| 1     | 8,5007    | 0,203         | -0,231    | 35,1728   | 0,156         | -0,185    |
| 2     | 43,7785   | 0,036         | -0,039    | 80,3785   | 1,355         | -0,989    |
| 3     | 384,5892  | 0,083         | -0,017    | 62,9016   | 0,105         | -0,044    |
| 4     | 375,2788  | 0,333         | -0,149    | 376,0151  | 0,247         | -0,138    |
| 5     | 374,8245  | 0,348         | -0,157    | 367,8322  | 0,269         | -0,113    |
| 6     | 367,4666  | 0,321         | -0,170    | 359,5373  | 0,227         | -0,104    |
| 7     | 17,1282   | 0,282         | -0,114    | 65,6833   | 0,125         | -0,122    |
| 8     | 352,2198  | 0,122         | -0,062    | 360,9753  | 0,144         | -0,061    |
| 9     | 358,9676  | 0,967         | -0,564    | 356,6429  | 0,767         | -0,494    |
| 10    | 364,8805  | 0,168         | -0,032    | 369,3188  | 0,073         | -0,069    |

TABLA I. Acimut en graduación centesimal e incrementos (desplazamientos y hundimientos) en valores de metro.

En un contexto de cambio global, la relación entre la dinámica de las aguas marinas y el control de los procesos erosivos generados en nuestras costas puede arrojar información de interés sobre los ritmos de dicha interacción morfodinámica. La acción del oleaje propicia activas morfodinámicas diferenciadas, dependiendo de la litología, la disposición estructural, el modelado, su orientación y exposición. En la costa de Cantabria se pueden diferenciar:

- Estabilidad, en las fechas medidas, asociada a acantilados en rocas blandas, que muestran actividad relacionada con temporales en pleamar.
- Rápidos retrocesos y cambios dinámicos en los arenales, con retrocesos de 2 m/año en Somo, o detenimiento de la actividad dunar en Valdearenas (Liencres).
- Desplazamientos centimétricos continuos, en torno a 30 cm/año para el conjunto, con sectores de hasta 17 cm/año en las costas acantiladas y deslizadas.

Es necesario continuar las mediciones de precisión mediante técnicas geomáticas y su complementariedad con cartografías y fuentes (imágenes y fotografías de satélite) para una mayor precisión en su evolución reciente y dinámica actual.

#### REFERENCIAS

- Arteaga Cardineau, C., Sanjosé Blasco, J.J., Serrano Cañadas, E. (2008): Application of photogramme-tric techniques for the control of a tongue like dune in the Liencres dune system, Cantabria (Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 33 (14): 2201-2210.
- Díaz del Olmo, F. y Gutiérrez Elorza, M. (Coord.) (1994): *Geomorfología de España*. Ed. Ariel, Madrid.
- González Amuchastegui, M.J., Serrano, E., Edeso, J.M., 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: Sanjaume, E. y Mateu, J.F. (eds.). *Geomorfología Litoral y Cuaternario*, Universitat de Valencia. Valencia. Comunicaciones: 167-180.
- Sanjosé Blasco, J.J. (1989): *Perfiles dinámicos de la bahía de Santander*. Proyecto Final de Carrera (inédito). Universidad de Extremadura, 400 p.

## Strategies for ecological management of Ghareh Gheshlagh international wetland, NW Iran

### Estrategias para el manejo ecológico del humedal internacional de Ghareh Gheshlagh (NO de Irán)

#### C. Jananeh<sup>1</sup>, A. Azad<sup>2</sup>, E. Mohajeri<sup>3</sup>, V. Simmonds<sup>4</sup>, A. Khosravi<sup>5</sup>

1 Dpt. Physical Geography, Faculty of Human and Social Sciences, Tabriz University. krestinj@yahoo.com

2 Dpt. Environment, East Azarbaidjan Provincial Directorate for environment protection. azad.a1346@gmail.com

3 Dpt. Physical Geography, Faculty of Human and Social Sciences, Tabriz University. Mohajerielnaz@yahoo.com

4 Dpt. Research Institute for Fundamental Sciences, Tabriz University. Simmonds\_vartan@yahoo.co.uk

5 Dpt. Civil Engineering, Islamic Azad University of Zanjan. Khosravi\_aryan@yahoo.com

Abstract: Ghareh Gheshlagh wetland is located at the southern margin of Oroumiyeh Lake, NW Iran. This wetland is known as the wetlands bride at northwest of Iran due to its beauty and fauna and flora diversity; in this regard, it is kept under protection as hunting banned region since 2000, because it's an important habitat of native and migrant aquatic birds, as well as mammals and other aquatic animals. Despite its unique ecological importance, different factors keep deteriorating this wetland, the most important of which are: development of rural areas at the periphery of the wetland and conversion of its territory to agricultural fields leading to ecological misbalance, excessive grazing of livestock, lack of control on hunting and fishing, drought and excessive water pumping from it, discharge of sewage from different origins and outbreak of algal disease. To save this valuable habitat requires warranting its right of water, considering ecological pre-requisites for any constructional project in the region and preventing any other utilization of wetland's territory (agricultural, excessive grazing...) as well as sewage discharge into the wetland. In this regard, in addition to codification of efficient laws, precise supervision and enforcement of strict rules for each of the above-mentioned factors is inevitable.

*Key words: Ghareh Gheshlagh wetland; habitat; management; ecosystem.* 

#### **INTRODUCTION**

Ghareh Gheshlagh wetland, with 800 ha area is located at the southern margin of Oroumiyeh Lake, between longitudes of  $45^{\circ}$  46' 25" and  $46^{\circ}$  01' 30"E and latitudes of  $37^{\circ}$  05' and  $37^{\circ}$  16' N (Fig. 1). This is among the 105 areas included within the IBA (Important Bird Area) list which has B1i, A4iii and A1 criteria.

It contains fresh to brackish water and the main part of this wetland is shallow with recently measured depth of 1 to 1.5 m (Behrouzi Rad, 2008), due to low dip angle of its bottom, which is badly suffered from the drought in the recent years. The deepest area is mainly located at its central and southwestern part. Its average height is 1280 m above the sea level and it is an important habitat of native and migrant aquatic birds (Fig. 2). This wetland also has diverse aquatic and near-aquatic flora, which provides a favorable environment for vertebrates, amphibians, mammals, etc. (Fig. 3). More than 185 species of these birds and animals are found in this area (Majnounian, 1998; Behrouzi Rad, 2008).

The main plant species in this wetland are *Phragmites australis*, *Batrchium* and *Halocnemum strobilaceum*.

The average annual precipitation in the area is about 303 mm and the highest and lowest temperature values are 34.3 and -8 °C, respectively.

Based on geomorphologic studies, the study area includes 2 geomorphologic units (head plain and playa), 3 types, 5 facies and 4 sub-facies.

The Oroumiyeh salty lake, one of the nation's most important and valuable ecosystems, is located within a closed and restricted watershed, so all the surface waters, as well as groundwater flow towards it. This leads to generation of fresh-water wetlands around it, especially at its southern part (East Azarbaidjan provincial Directorate for environment protection, 2008, 2011).

The main water supplies of this wetland are: Zarineh Rood (Which supplies about 45% of the wetlands input), Sofy Chay (mostly seasonal), Mardagh Chay and Leylan Chay.

This research aims to detailed documentary-field study of destructive and threatening factors in the region, in order to achieve practical strategies to preserve and restore its creatures and its existence.

#### PRESENT SITUATION

The main threatening factors of this wetland at the moment are:

1- Reduction of the water input from upstream resources: due to construction of many dams on the rivers terminating to the Oroumiyeh lake and its satellite wetlands, especially Zarineh rood and Simineh rood, in order to supply the drinking water of adjacent cities and towns, as well as to irrigate the agricultural fields, the water input has been reduced intensely, so that in dry seasons, the wetland area decreases largely and its main part gets dried. The decreased rainfall in recent years has also intensified it.

Considering the fact that one benefited side of this problem is human being and its essentials of life, finding a solution for this problem seems very difficult. The only possible solution is to compile and enforce a plan to warrant its right of water. Dredging of the terminating streams can also help to solve this problem.

2- Climatic changes including reduction of rainfall and increasing of temperature: due to global cli-

matic changes resulted from warming of the planet Earth, the rainfall amount has decreased in the area and on the other hand, the evaporation rate has also increased. In addition to it, the closure of rivers flowing to this wetland and the lack of surface water input to it, has led to intensify the water-level fall and the area reduction.

- 3- Falling of the Oroumiyehlake water-level: by taking into account the fact that this wetland is one of satellite wetlands of Oroumiyeh lake, falling of its water-level has a substantial role in the falling of wetland's water-level and reduction of its area, which, in turn, is the result of reduced water input and rainfall.
- 4- Infrastructural and road construction projects: in this regard, the worst affecting factor was the construction of a road inside the Oroumiyeh lake. Dumping huge mass of soil and rock into the lake left only a narrow canal between northern and southern parts of the lake which, in addition to affecting lake's salinity and ecosystem, resulted in regression and progressive drying of the southern part of it, as well as affecting Ghareh Geshlagh and other wetlands of lake's southern margin.



FIGURE 1. Ghareh Gheshlagh wetland location.



FIGURE 2. Ghareh Gheshlagh wetland.





FIGURE 3. Wildlife around the wetland.

5- Conversion of wetland territories to agricultural fields: in addition to above-mentioned factors, the conversion of wetland territories to agricultural fields, not only destroys the habitat of wetlands wildlife, but also leads to reduction and extinction of flora species in the wetland area, further causing ecological misbalance of the wetland and loss of food resources for the animals living in the area.

This conversion is done by draining and drying the wetland, which also leads to reduction of its area. On the other hand, agricultural pests and pesticides used in these lands enter into the wetland and cause mortality of aquatic animals and plants. These agriculturally-contaminated floods can also change the flora species of the wetland. For example, when the N2 content of these flows is high, fertility and vegetation will increase, or high phosphate content can lead to replacement of some flora species by others.

Beside the above-mentioned physical factors affecting the wetland, there are some other factors which result in reduction of its quality, in respect of flora and fauna species, including:

1- Excessive grazing of livestock: about 185 aquatic and near-aquatic native and migrant birds, mammals and animals live in this area. In

addition to reduction of meadows at the margins of the wetland due to excessive grazing of livestock, which means reduction of habitats and dens of the fauna, as well as declining number of migrant and native birds, illegal hunting also intensifies the decreasing trend of wildlife in the area which needs further supervision and control over the area.

2- Discharge of different biological, chemical and physical contaminants from agricultural fields, cities, towns, factories, as well as sediments provided by upstream soil and rock erosion: discharge of industrial, urban and agricultural sewage and contaminants have multilaterally negative effect on the wetland's ecosystem. These contaminants not only cause decline of water quality, but also make the ecosystem unfavorable for fauna and flora. Under this condition, animals which feed from these flora and fauna will face with risk and migrate or die. On the other hand, outbreak of different algal and microbial diseases also causes declination of animal population in the wetland.

Preventing the discharge of these kinds of sewage into the wetland or refining them before discharging into it is the most important resolution for this problem which needs compiling strict laws and precise supervision of relevant administrations.

#### CONCLUSION

Ghareh Gheshlagh wetland in the south of Oroumiyeh lake (NW Iran) is an important habitat for aquatic and near-water native and migrant birds and mammals, but despite its unique ecological significance, different factors cause its deterioration.

The most important of these destructing and threatening factors are: climatic changes fallowing global warming and reduction of rainfall in the area, development of rural and urban areas at the periphery of the wetland and conversion of the wetland territories to agricultural fields leading to ecological misbalance and loss of food resources for the animals, excessive grazing of livestock and destruction of its meadows, lack of supervision and control on hunting and fishing, drought and excessive water pumping from it, discharge of industrial, urban and agricultural sewage and outbreak of algal and microbial diseases.

To save this valuable habitat and to prevent its deterioration, it is urgently required to compile and enforce a comprehensive and up to date managing plan and the necessary laws, along with precise supervision and for each of the above-mentioned factors.

#### REFERENCES

- Behrouzi Rad, B. (2008): *Iran's wetlands*. Geological Organization of Army Publication.
- East Azarbaidjan provincial Directorate for environment protection (2008): Zonation, mapping and determination of Oroumiyeh Lake national park and satellite wetlands.
- East Azarbaidjan provincial Directorate for environment protection (2011): Comprehensive managing project of Oroumiyeh Lake.
- Majnounian, H. (1998): *Wetlands classification and protection*. Directorate for environment protection. Dayereh Sabz Publication.

## Assessment of Impacts on Intertidal zone Habitats of the Guadiana Estuary due to Sea-level Rise during the 21<sup>st</sup> century

La evaluación de impacto en los hábitats de zonas intermareales del estuario del Guadiana, debido a la elevación del nivel del mar durante el siglo XXI

#### D.M.R. Sampath<sup>1</sup> and T. Boski<sup>1</sup>

1 CIMA- Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal. rmudiyanselage@ualg.pt

**Abstract:** In order to achieve sustainable management of estuaries it is fundamental to have a better understanding of behaviour of estuarine systems to both natural and anthropogenic forcing. This paper focuses on impacts on intertidal zone habitats of the Guadiana estuary due to sea-level rise during the 21st century. Assessment of impacts was carried out by simulating the morphological evolution due to sea-level rise during this century using a behaviour-oriented modelling approach. The model was approximately validated by analysing the comparability of the present-day bathymetry with that of simulated bathymetries that are reconstructed based on paleovalley of 11500 Cal BP years. Decadal-timescale forecasting of morphological evolution was based on an improved IPCC's projections for sea-level rise and local sedimentation scenarios for the 21<sup>st</sup> century in the Guadiana estuary. According to results, if adaptation capacity of existing habitats is less for their lateral translation with the sea-level rise, the land area available for low and mid marsh habitats in the estuarine system will be at high risk of disappearing in response to the worst-case accelerated sea-level rise and sedimentation scenarios.

Key words: management, estuaries, intertidal habitats, sea-level rise.

**Resumen**: Con el fin de lograr una gestión sostenible de los sistemas estuarinos es fundamental tener una mejor comprensión del comportamiento de dichos sistemas frente a las presiones naturales y antropogénicas. Este artículo se centra en los impactos derivados de la subida del nivel del mar durante el siglo 21 sobre los hábitats de la zona intermareal en el Estuario del Guadiana. La evaluación de dichos impactos se llevó a cabo mediante un modelo de aproximación del comportamiento simulando la evolución morfológica del estuario debida al ascenso del nivel del mar durante este siglo. El modelo fue validado mediante comparación de la batimetría actual con las batimetrías simuladas reconstruidas a partir del paleovalle existente hace 11500 años cal BP. La predicción de la evolución morfológica del estuario del mar como de los escenarios locales de sedimentación en el estuario del Guadiana durante el siglo 21. De acuerdo con los resultados obtenidos para el peor de los escenarios de ascenso del nivel del mar y acusada sedimentación, si la capacidad de adaptación de los hábitats es menor que su desplazamiento lateral, y dado que el área de terreno disponible para las zonas de marismas baja y media tiende a ser inundada, dichas hábitats estarán en alto riesgo de desaparecer.

Palabras clave: Gestión, estuarios, hábitats intermareales, ascenso del nivel del mar.

#### INTRODUCTION

From an ecological point of view, estuaries are complex systems composed of tidal channels, sand flats, mudflats and salt marshes or mangroves, whose functioning is physically controlled mainly by river and tidal dynamics. Estuarine wetlands are among the most productive ecosystems and, therefore, provide a wide range of ecological services.

However, they are fragile and highly sensitive to human interferences and natural changes, which affect tidal inundation and sediment supply. An increase in sea-level in an estuarine system initially results in channel deepening and expansion of accommodation space, thereby enhancing ebb and wave asymmetry. Subsequently, more sediment enters into the estuary resulting in an increase of sediment deposition rates and decrease of depth (Pethick, 1994). If there is a decrease in sediment supply and/or increase in sealevels above the self-adjusting capacity of the system, the feedback mechanisms may not be sufficient to maintain stable water depths in an estuary. Dams and coastal defences generally reduce the sediment supply to estuaries, resulting in a reduction of vertical accretion and a decrease in the capacity to keep pace with changing sea-levels. Such constraints on the adaptive capacity of estuaries to sea-level rise will likely drive a decrease in wetland areas and drowning of estuarine habitats in the future (Townend and Pethick, 2002).



FIGURE 1. Location of the lower Guadiana estuary: intertidal zone area and sand dunes along the coastline in the Portuguese (western) margin are classified as protected areas while the intertidal zone area located nearby Ayamonte city in the Spanish (eastern) margin is recognized as protected area.

The Guadiana estuary located along the southern border between Spain and Portugal is a good example of an estuarine system with a long history of impacts caused by human activities (Fig. 1). Recently, the estuary has been subjected to decreasing river flow and drastically reduced sediment supply due to the emplacement of approximately 100 dams along the drainage basin (Dias et al., 2004). The recent geological history of the Guadiana estuary is well described in terms of sea-level change over the last 13,000 years. But in order to be useful for planning and holistic management, it is important to understand and estimate potential impacts due to projected sea-level rise and sediment supply scenarios for at least next 100 years. Therefore, the main objectives of this study are twofold: 1) to simulate the morphological evolution of the Guadiana Estuary and its intertidal zone for the worst case sea-level rise and sedimentation scenarios for the 21<sup>st</sup> century; and 2) to assess potential morphological impacts and risk of the habitat shift, which will assist in the formulation of long-term management policies for the entire estuarine system.

#### METHODOLOGY

Hindcasting and forecasting the morphological evolution of the Guadiana estuary during the Holocene and in the 21<sup>st</sup> century was approached using the GIS

raster based Estuarine Sedimentation Model, originally developed by Stolper (1996). In the context of largescale coastal behaviour modelling (decades to millennia), estuarine evolution was simulated using the dominant driving factors, which are relative sea-level changes, rate of sediment supply and tidal inundation. The latter is, however, strongly dependent on the paleovalley morphology, which determines the accommodation space for fluvial and marine sediments. Comparison of the model results with the chronostratigraphy of the Guadiana estuary's postglacial sedimentary infilling detailed by Boski et al. (2002, 2008) serves to validate the numerical modelling. Taken conservatively, the millennial/ centennial timescale simulation also enables the establishment of a suitable base for long-term forecasting of morphological evolution in the estuary. Due to uncertainties in determining the magnitude of sea-level rise and the sediment supply into the Guadiana estuary during the 21<sup>st</sup> century, we proposed a conceptual scenario-based approach to model the morphological evolution of the estuary in response to the above pressures. Assessment of impacts on the intertidal zone habitats of the Guadiana estuary due to sea-level rise was carried out by analysing the simulated bathymetries for each decade in the 21<sup>st</sup> century using ARCGIS geoprocessing techniques.

#### **IMPACTS OF SEA-LEVEL RISE**

Impacts of the sea-level rise on the Guadiana estuarine system were assessed quantitatively in terms of area change within the defined set of depth classes (Table I). The estuarine intertidal zone (-2.0 to +1.8 m MSL) was classified into two major classes: (1) the area below mean sea level (including mud flats; 0 to -2.0 m); and (2) the area above mean sea level (potential area for saltmarsh growth; 0 to 1.8 m MSL).

| New<br>habitat | Original                 | Area of habitats<br>(km <sup>2</sup> ) |         |  |
|----------------|--------------------------|--|---------|--|
| types by       | habitat                  | Portuguese                             | Spanish |  |
| 2100           | types                    | margin                                 | margin  |  |
| Mud flats      | Mud flat                 | 2.8                                    | 4.8     |  |
| (-2-0  m)      | Low marsh                | 1.1                                    | 3.8     |  |
| (2011)         | Mid marsh                | 0.7                                    | 1.2     |  |
|                | Total                    | 4.6                                    | 9.8     |  |
|                | Expansion                | (7)                                    | (32)    |  |
|                | of area (%)              | (7)                                    | (0=)    |  |
| Low            | Low marsh                | 0                                      | 0       |  |
| marsh          | Mid marsh                | 1.0                                    | 2.6     |  |
| (0-0.5 m)      | High marsh               | 1.7                                    | 1.4     |  |
|                | Total                    | 2.7                                    | 4.0     |  |
|                | Expansion                | (145)                                  | (5)     |  |
|                | of area (%)              | ( - )                                  | (-)     |  |
| Mid            | Mid marsh                | 0                                      | 0       |  |
| (0.5-1  m)     | High marsh               | 3.7                                    | 4.8     |  |
|                | TotalExpans              | 3.7                                    | 4.8     |  |
|                | ion of area              | (106)                                  | (26)    |  |
|                | (%)                      |  |         |  |
| High           | Hign marsh               | 0.3                                    | 1.1     |  |
| marsh          | Newly                    |  |         |  |
| (1-1.8 m)      | inundated                | 4.8                                    | 6.8     |  |
|                | land<br>Total            |  |         |  |
|                | Total<br>Expansion       | 5.1                                    | 7.9     |  |
|                | of area (%)              | (-11)                                  | (8)     |  |
|                |                          |  |         |  |
| Intertidal     | Existing                 | 12.2                                   | 10.9    |  |
| zone           | Intertidal               | 13.5                                   | 19.8    |  |
| (Total)        | 20110                    |  |         |  |
| (-2–1.8m)      | Newly                    |  |         |  |
|                | inundated                | 4.8                                    | 6.9     |  |
|                | land<br>Total            |  |         |  |
|                | I Utal<br>Expansion      | 16.1                                   | 26.7    |  |
|                | Dapansion<br>of area (%) | (9)                                    | (19)    |  |
|                | 01 a1 ca (70)            |  |         |  |

TABLE I. Predicted changes to intertidal zone habitats area by the year 2100 compared to the existing habitats area of the Guadiana estuary.

The latter was classified according to land cover type, approxi-mately representing land area suitable for subhabitats of: (1) low-marshes (0 to 0.5 m); (2) midmarshes (0.5 to 1.0 m); and (3) high-marshes (1.0 to 1.8m). It must be stressed that the above classification was based only on tidal influence within the expected estuarine bathymetry ranges, as the adapted estuarine sedimentation model did not include a truly ecological module.

The intertidal zone area will increase both on the Portuguese margin  $(3.3 \text{ km}^2)$  and on the Spanish margin  $(4.3 \text{ km}^2)$  in response to the upper limit of A1FI sea-level rise scenario and corresponding sedimentation scenario resulting from reduced fluvial sediment supply during the 21<sup>st</sup> century. The area of all the sub-habitat types, except that of high-marshes on the Portuguese margin, may increase under the above conditions and the expansion of mudflats will result in complete loss of existing habitats for low-marshes and part of mid-marshes. New low-marshes will occupy habitats previously occupied by mid- and highmarshes, while mid-marshes may completely translate into the existing high-marshes. Thus, a large part of new high-marsh habitats will be forced to adapt to a newly inundated land area of about 11.7 km<sup>2</sup>.

The required capacity for marsh communities to shift and adapt under changing sea level will be largely controlled by the characteristics of sediment/soil types and tidal dynamic. If the biogeochemical characteristics are perfectly suitable for such transformation, Fig. 2 and 3 show decadal changes of area within depth classes of the Guadiana estuarine system during the 21st century in response to upper limit of A1FI sea-level rise projections that are updated by Hunter (2010). If land is not available for shifting of saltmarsh habitats, and considering that the biogeochemical characteristics may not be suitable for such transformation, sea-level rise under the worst- case scenario may promote significant loss and threaten environmentally sensitive habitats in the Guadiana estuary. Thus, land area available for mud flats will increase at the expense of area available for low- and mid-marsh communities in particular. In terms of vascular plants, mud flats are very species poor, whereas marsh habitats have much higher plant species diversity. Therefore, such a scenario would lead to the replacement of diverse habitats by less diverse ones.

#### CONCLUSIONS

In order to improve the current understanding of the response of estuarine systems to both natural and anthropogenic forcing, we simulated the morphological evolution of the Guadiana estuary due to sea-level rise during the XXI<sup>th</sup> century. Simulations were performed using a behavior-oriented modelling approach and supported by chronostratigraphic <sup>14</sup>C data The ability of the model to reconstruct paleovalley sedimentary infilling was used as indirect validation of the approach. The simulations proved to be realistic when applied to the sheltered environments of the estuary, where a vertical aggradation of sediment may be assumed as the dominant component of the infilling process.



FIGURE 2. Decadal changes of area within main depth classes of the Guadiana estuarine system during the  $21^{st}$  century due to improved A1FI sea-level rise projections: (a) changes in the Portuguese margin, (b) changes in the Spanish margin, and (c) total changes.



FIGURE 3. Decadal changes of area within sub-depth classes of the Guadiana estuarine system during the XX1<sup>th</sup> century due to improved A1FI sea level rise projection: a) changes in the Portuguese margin, b) changes in the Spanish margin, and (c) total changes.

Results of the optimized run were used for decadalscale forecasting of morphological evolution. The forecasting results of the model indicated that, if the biogeochemical properties of the Guadiana estuarine system are suitable for landward migration and adaptation of salt-marshes with rising sea-levels; the only risk would be the reduction of high-marsh habitats by 0.6 km<sup>2</sup>. If the adaptation capacity for marsh vegetation in newly migrated zones is less, the lowand mid-marsh communities will disappear from the estuarine system and the land available for highmarshes will be about 1.4 km<sup>2</sup>at the end of XXI<sup>st</sup> century. Although we recognize that there is room for further improvement of this behaviour-oriented modelling approach, the present hindcasting and forecasting approach can produce a broad view of the impacts related to sea-level rise for holistic management purposes.

#### ACKNOWLEDGMENTS

The first author acknowledges FCT for granting a scholarship (SFRH/BD/70747/2010) to carry out this work as part of his PhD research. The authors are grateful to Dr. David Stolper, Vivira Cadungog, Dr. Peter Cowell and Dr. Eleanor Bruce, School of Geosciences, University of Sydney, and the Sydney Olympic Park Authority for access to the ESM.

#### REFERENCES

- Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D.B., Fernandes S.G. (2002): Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*, 150: 103-122.
- Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wilamowski, A., Veiga-Pires, C., Correia, V., Loureiro, C., Santana, P. (2008): Chronology of postglacial sea-level rise in two estuaries of the Algarve coast, S. Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77: 230-244.
- Dias, J.M.A., Gonzalez, R., Ferreira, Ó. (2004): Natural versus anthropic causes in variations of sand export from river basins: an example from the Guadiana river mouth (Southwestern Iberia). *Polish Geological Institute, Special Papers*, 11: 95-102.
- Hunter, J.R. (2010). Estimating sea-level extreams under conditions of uncertain sea-level rise. *Climate Change*, 99: 331-350.
- IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Pethick, J.S. (1994): Estuaries and wetlands: function and form. In: *Wetland Management*. Thompson Telford, London, 75-87.
- Stolper, D. (1996): The Impact of sea-level rise on estuarine mangroves: Development and Applica-tion of a Simulation Model. Honours Thesis (unpublished), University of Sydney, Sydney. 90 pp.
- Townend, I., Pethick, J. (2002): Estuarine flooding and managed retreat. *Philosophical Transactions Royal. Society*, London, 360: 1477-1495.

# Optimización de las regeneraciones de playa mediante el estudio de la variación de la densidad de la arena

#### Study of sand density variation to achieve beach nourishment optimization

#### J. Román-Sierra<sup>1</sup>, M. Navarro-Pons<sup>1</sup>, G. Gómez-Pina<sup>2</sup>, A. Ruiz-Cañavete<sup>1</sup> y Juan J. Muñoz-Perez<sup>1</sup>

1 Dpto. de Física Aplicada, Grupo de Investigación de Ingeniería Costera (RNM-912), Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Polígono Universitario Río San Pedro, s/n. 11510 Puerto Real (Cádiz). jorge.roman@uca.es; marina.navarro@uca.es; antonio.ruiz@uca.es; juanjose.munoz@uca.es.

2 Demarcación de Costas Andalucía-Atlántico, Dirección Gral. de Sostenibilidad de la Costa y del Mar, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. C/ Marianista Cubillo, 7. 11008 Cádiz. ggomez@magrama.es.

**Resumen:** Para reducir la erosión costera, las regeneraciones de playas han desempeñado un papel fundamental en la protección de la costa a nivel mundial. Muchos países invierten grandes cantidades de dinero en este tipo de actuaciones pese a las consecuencias económicas, sociales y ambientales. A pesar de las numerosas investigaciones realizadas respecto a la eficiencia de las regeneraciones de playa, existen aspectos técnicos que aún no han sido investigados. Con el fin de estudiar la variación de volumen de arena tras una regeneración de playa, en este estudio, se describe una técnica rápida y novedosa para medir in situ la densidad de la arena mediante un densímetro nuclear. Junto a estas medidas, se han desarrollado análisis granulométricos y levantamientos topográficos en diferentes playas de la provincia de Cádiz. Tras las regeneraciones, se han apreciado importantes diferencias de nivel del terreno debidas, en parte, a la variación de la densidad y porosidad de la arena. Desde un punto de vista técnico y económico, la metodología descrita y los resultados expuestos pueden ser útiles para estimar el volumen de arena preciso en regeneraciones de playas similares.

Palabras clave: Densidad; porosidad; arena de playa; regeneraciones de playa, tamaño de grano.

Abstract: In order to reduce coastal erosion, beach nourishment plays an important role in coastal protection around the world. Many countries spend a lot of money in relation to these activities in spite of economical, social and environmental consequences. Despite existing researches on nourishment efficiency, there are some technical aspects that have not been still researched. With the aim of studying the sand volume variation after beach nourishment works, a fast and novel application has been described herein in order to measure sand beach density in-situ through a nuclear densimeter. In the same way, grain size analysis and topographic levelling have been performed at different beaches in the province of Cadiz (SW of Spain). After the nourishment activities, significant differences of levelling have been registered due in part to density and porosity sand variations. From a technical and economical point of view, the applicability of the methods and results published in this paper can be very useful to estimate an accurate sand volume for other similar beach nourishment projects.

Key words: Density; porosity; sand beach; beach nourishment; grain size.

#### **INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES**

Durante los últimos decenios, las zonas costeras de todo el mundo han sido muy demandadas como zona de construcción y residencia. El interés en esta área ha ido creciendo hasta el punto de que, casi la mitad de la población de países europeos con borde litoral, está localizado en regiones costeras (Eurostat, 2009). Esta ocupación de la franja costera ha ido acompañada de importantes cambios en la morfología de la línea de costa, siendo la regresión costera el factor más destacable de todos ellos.

Para mitigar los procesos de erosión costera, que afectan a la costas con asentamientos humanos, las regeneraciones de playa periódicas se presentan como una estrategia alternativa en muchas zonas del mundo para favorecer la protección y restauración de playas y dunas con aceptables impactos ambientales (Hanson et al. 2002; Román-Sierra et al. 2011). Dichas actuaciones no están exentas de controversia social, económica y ambiental en cuanto a la eficacia a corto, medio y largo plazo de las regeneraciones de playa.

Con el objetivo de minimizar los impactos ambientales y los costes económicos, debidos al aporte de arena en playas, se han desarrollado diversas investigaciones para valorar la gestión técnica y económica de las erosiones y regeneraciones de playas (Muñoz-Perez et al. 2001; Gómez-Pina et al. 2006), así como la metodología y control de playas y sistemas dunares costeros (Navarro et al. 2011). En este sentido, además de conseguir el equilibrio del perfil de playa, su evolución volumétrica es de gran interés, especialmente el volumen de arena resultante tras la regeneración (Dean, 2002). Los cambios volumétricos de la playa, después de una regeneración, pueden llegar a apreciarse claramente por la sociedad, dando la impresión de que gran parte de la arena vertida y su coste económico "se ha perdido" inmediatamente. Dichos cambios volumétricos han sido ampliamente estudiados mediante topografía y batimetría, pero hasta la fecha, no se han analizado los cambios de porosidad interna del sedimento de una playa antes, durante y después de una regeneración. Este esponjamiento del volumen de sedimento, tras el vertido masivo y la disposición desordenada de los granos de arena, se muestra como una posible causa de esta variación volumétrica.

La compactación del sedimento es un parámetro relevante para la predicción de la porosidad y permeabilidad. Una consideración importante es el volumen relativo que ocupa el sedimento dentro del volumen total de playa, lo que da una idea de la percolación-drenaje del agua de mar. Este volumen es cuantificado mediante la concentración de grano o la porosidad, estando ambos ampliamente relacionados con la forma geométrica, la disposición espacial y el tamaño medio de grano.

La presente investigación ha sido especialmente diseñada para evaluar los cambios ocurridos en la densidad de la masa de arena, en los primeros 30 centímetros de profundidad. Los procesos más importantes de filtración de agua ocurren en este sistema, estableciendo algunos autores que la profundidad de removilización de la arena, debida al oleaje de verano, es inferior a 22 centímetros (Anfuso, 2005), aunque en algunos puntos el efecto de la marea pueda ser algo superior (Muñoz-Perez y Medina, 2000).

De este modo, el principal propósito de este estudio es describir una técnica precisa, rápida y novedosa para medir in situ la densidad de la arena de playa a través de un densímetro nuclear. Esta aplicación proporciona una estimación real de los cambios volumétricos del perfil de playa, debido a variaciones en la densidad y porosidad de la arena, justamente después de la regeneración. Simultáneamente al densímetro, se han desarrollado análisis granulométricos y levantamientos topográficos. El seguimiento posterior de todos estos parámetros, a medio y largo plazo, ha servido para estudiar la estabilidad del perfil de playa debido a la influencia de factores naturales como las mareas, el oleaje y los temporales.

#### ZONA DE ESTUDIO

El marco geológico donde se han desarrollado los estudios está localizado en la provincia de Cádiz (Fig. 1). Las zonas estudiadas son las playas de la Victoria (T.M. de Cádiz), Camposoto (T.M. de San Fernando) y Atunara (T.M. de La Línea de la Concepción), compuestas mayoritariamente por cuarzo y algo de bioclastos. Las playas de la Victoria y Camposoto están orientadas al océano Atlántico, con un régimen mesomareal y compuestas por arenas medias. Aunque próximas entre sí, la primera tiene un paseo marítimo anexo a la playa, mientras que la segunda tiene un sistema dunar. En cuanto a la playa Atunara, situada dentro del mar Mediterráneo, está sometida a un régimen micromareal y está compuesta por arenas medias y gruesas. Cuenta con un paseo marítimo a lo largo de la playa, además de diversos espigones perpendiculares a la línea de playa.



FIGURA 1. Localización de las playas estudiadas.

#### METODOLOGÍA

Diversos autores han medido la densidad y porosidad de arenas no consolidadas mediante diferentes metodologías, pero la mayoría asumían errores en la medición debido a perturbaciones del sedimento debido a la cata y transporte al laboratorio. El método del densímetro nuclear, utilizado en esta investigación, está considerado como una técnica no destructiva del suelo, midiéndose la densidad de forma rápida y directa sin alterar la estructura natural de los granos de arena. Este aparato es usado normalmente en el control de compactación de áridos en la construcción de carreteras. Resumidamente, para medir la densidad, el dispositivo usa la interacción de la radiación gamma con la materia mediante transmisión directa. El aparato determina la densidad del material mediante el conteo del número de fotones emitidos por una fuente radiactiva de Cesio 137, que llegan hasta el detector situado en la base del medidor (Fig. 2). Asimismo, el aparato mide el porcentaje de agua a parir de la variación de la velocidad de los neutrones de hidrógeno.

Con el propósito de tener un valor de referencia, paralelamente se ha tomado una muestra de arena suficiente para realizar en el laboratorio un ensayo Proctor Modificado, el cual nos determinará el valor máximo alcanzado de densidad de la arena en un porcentaje óptimo de humedad.


FIGURA 2. Imagen del densímetro nuclear, midiendo en la playa. Se acompaña de un croquis de emisión de radiación desde la fuente emisora hasta el receptor colocado en la base del densímetro.

La toma de datos de densidad, topografía y muestras de arena se realizó de manera simultánea antes de la regeneración de las playas, justo después y posteriormente en campañas sucesivas, hasta completar al menos un año de seguimiento. En cada playa, se trazaron 2 perfiles transversales (P1 y P2) con tres puntos de medida en cada uno de ellos (Fig. 3): playa alta o supramareal (A), zona media o intermareal (M) y zona baja en bajamar (B).



FIGURA 3. Esquema del perfil transversal de playa y zonas de muestreo: A (supramareal), M (intermareal) y B (bajamar).

Las muestras de arena se analizaron mediante granulometría por tamizado en seco según Román-Sierra et al. (2013). La topografía se realizó mediante GPS Diferencial y Estación Total, con un rango de precisión espacial centimétrico. Los datos de oleaje fueron obtenidos de la base de datos de la web de Puertos del Estado (2012). La precisión del densímetro nuclear se estimó en base a dos factores: la homogeneidad de la arena a medir y la repetitividad del propio aparato. Para el primer caso, se midieron varios puntos dentro de una parcela de 1 m<sup>2</sup>. Para el segundo, se midió consecutivamente el mismo punto varias veces. Todos estos ensayos se realizaron en la playa de Camposoto.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Debido a la sucinta extensión de este resumen, todos los resultados obtenidos de densidad, humedad, tamaño medio de grano, porosidad, compactación, densidad máxima, humedad óptima, topografía, etc, se efectuará durante la presentación oral. Aquí se tratará de resumir los aspectos más significativos de cada una de las playas estudiadas.

Según los ensayos realizados de precisión, el máximo error relativo cometido por el densímetro nuclear, debido a la variabilidad del estado natural del terreno (húmedo, seco...), está en torno al 3%, mientras que el error relativo cometido por la propia metodología del aparato, es del 1%. Según la bibliografía consultada, algunos autores han considerado que la densidad de la masa de arena seca por unidad de volumen se encuentra entre 1.650 y 1.950 kg/m<sup>3</sup> (Roberts et al. 1998). En el caso de la playa de la Victoria, la regeneración tuvo lugar durante el mes de agosto de 2010. El rango máximo de variabilidad de la densidad natural de la arena, a lo largo de todas las campañas, fue de  $\pm 227$  kg/m<sup>3</sup> (1.759- $1.532 \text{ kg/m}^3$ ). Justo tras la regeneración de la plava, se registró una disminución de la densidad en torno al -6% (-104 kg/m<sup>3</sup>) en el punto M del perfil 1 (P1M) (Fig. 3). La cota del nivel del terreno se vio aumentada hasta +1,08 m, como consecuencia del vertido de arena y en parte a la disminución de la densidad. Este efecto de esponjamiento fue reducido por las primeras mareas y especialmente por las vivas equinocciales, aumentando la densidad +6% y reduciendo en parte la cota del terreno -1,05 m. La granulometría de la muestra maestra de la playa Victoria para todas las campañas no experimentó grandes cambios, registrando un tamaño medio de 0,24 mm.

En el caso de la playa de Camposoto, con un tamaño medio de grano de 0,26 mm, la densidad tuvo una disminución máxima del -14% (-261 kg/m<sup>3</sup>) en el P1A, justo tras la regeneración y con un aumento máximo del nivel del terreno de +1,67 m. A pesar de los temporales registrados en la boya del Golfo de Cádiz, únicamente el efecto de las mareas vivas equinocciales provocó un aumento máximo de la densidad superior al +11% en el P1M, un mes después del vertido. Dicho aumento de densidad se vio reflejado, en parte, en una compactación máxima del terreno hasta alcanzar casi valores originales (-1,53 m).

La playa de la Atunara, en cambio, está compuesta por una arena medio-gruesa, con un tamaño medio de grano de 0,49 mm. En este tipo de arena, se registraron importantes descensos de la densidad, justo tras la regeneración, en la zona submareal, alcanzando una disminución de -246 kg/m<sup>3</sup> y un aumento asociado del nivel del terreno de +1,07 m. Únicamente, tras ocho meses, con el paso de varios temporales y diferentes oleajes, la densidad de la arena y la cota del terreno volvieron a valores similares a los originales.

#### CONCLUSIONES

En este estudio, se ha demostrado la posibilidad de medir in situ y de forma precisa la densidad y

porosidad del volumen de arena de una playa, a través de un densímetro nuclear. Esta novedosa aplicación es rápida, fiable y no altera la estructura del suelo.

Con el estudio y seguimiento de las variables apropiadas, se pueden determinar diferentes niveles de compactación de la arena, así como la variabilidad de la densidad asociada a movimientos de arenas.

En las playas estudiadas, se ha demostrado que las diferencias apreciadas en las cotas del nivel del terreno tras una regeneración de playa son debidas en parte a la variación de la densidad y porosidad de la arena. Esta variación provoca un efecto de esponjamientocompactación de la arena a diferentes escalas temporales.

Tras el aumento de volumen, debido al vertido de arena durante las obras, y a la disminución de la densidad por la disposición desordenada de los granos de arena, se ha comprobado que el efecto de compactación y reorganización de los granos de arena por parte de las mareas y oleaje tipo swell es suficiente, sin necesidad de temporales. No obstante, se deberían ampliar las investigaciones para conocer el papel que juegan la forma del grano en esta reorganización, así como su disposición aleatoria tras el vertido y su posterior seguimiento espacio-temporal. También se deberían considerar los efectos a corto plazo de otros factores hidrodinámicos en la zona mareal, como las corrientes, resacas, deriva litoral, etc.

Desde el punto de vista técnico y económico, la metodología descrita y los resultados expuestos pueden ser útiles para estimar de un modo más preciso el volumen de arena necesario para conseguir la regeneración proyectada en cada tipo de playa.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer expresamente a todo el personal de la Demarcación de Costas en Cádiz por su trabajo y apoyo. Asimismo, se agradece también a todo el personal en prácticas que colaboró en la tediosa labor de toma de datos, no importara la hora o las condiciones meteorológicas.

### REFERENCIAS

Anfuso, G. (2005): Sediment-activation depth values for gentle and steep beaches. *Marine Geology*, 220: 101-112.

- Dean, R.G. (2002): Beach nourishment: theory and practice. Advanced Series on Ocean Engineering. World Scientific, Singapore. 399 pp.
- Eurostat (2009): Nearly half of the population of EU countries with a sea border is located in coastal regions. Statistics in Focus 47/2009. European Commission, 12 pp. ISSN 1977-0316.
- Gómez-Pina, G., Fages, L., Ramírez, J. L., Muñoz-Pérez, J. J., and Enriquez, J. (2006): A critical review of beach restoration projects in the northern coast of Cadiz (Spain) after thirteen years. En: 30th Int. Conf. on Costal Engineering, ASCE, Reston, VA. Comunicaciones: 4167-4178.
- Hanson, H., Brampton, A., Capobianco, M., Dette, H.H., Hamm, L., Laustrup, C., Lechuga, A., Spanhoff, R. (2002): Beach nourishment projects, practices, and objetives – a European overview. *Coastal Engineering*, 47: 81-111.
- Muñoz-Perez, J.J. and Medina, R. (2000). Profile changes due to a fortnightly tidal cycle. En: Int. Conf. on Coastal Engineering (ASCE), Sydney. Comunicaciones: 3063-3075.
- Muñoz-Perez, J.J., Lopez, B., Gutierrez-Mas, J.M., Moreno, L., Cuena, G.J. (2001): Cost of Beach Maintenance in the Gulf of Cadiz (SW Spain). *Coastal Engineering*. 42: 43-153.
- Navarro, M., Muñoz-Perez, J.J., Román-Sierra, J., Tsoar, H., Rodríguez, I., Gómez-Pina, G. (2011): Assessment of highly active dune mobility in the medium, short and very short term. *Geomorphology* 129 (1-2): 14-28.
- Puertos del Estado (2012). Oceanografía y meteorología. www.puertos.es.
- Roberts, J., Jepsen, R., Gotthard, D., and Lick, W. (1998): Effects of Particle Size and Bulk Density on Erosion of Quartz Particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(12): 1261-1267.
- Román-Sierra, J., Navarro, M., Muñoz-Pérez, J.J. and Gómez-Pina, G. (2011): Turbidity and other effects resulting from Trafalgar sandbank dredging and Palmar beach nourishment. *Journal of Waterway*, *Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 137 (6): 332-343.
- Román-Sierra, J., Muñoz-Perez, Juan J., Navarro-Pons, M. (2013). Influence of sieving time on the efficiency and accuracy of grain-size analysis of beach and dune sands. *Sedimentology* (in press). doi: 10.1111/sed.12040.

# The evolution of coastal villages in the central Portuguese coast. The case of Esmoriz and Cortegaça

# La evolución de las poblaciones costeras en el centro de la costa portuguesa. El caso de Esmoriz y Cortegaça

# A. Trigo-Teixeira<sup>1</sup>, N. Andrade<sup>1</sup>, M.A.V.C. Araújo<sup>1</sup>

1 CEHIDRO, Instituto Superior Técnico, Technical University of Lisbon, Av Rovisco Pais, 1, 1049-001 Lisboa, Portugal. trigo.teixeira@ist.utl.pt; nunoandrade@ist.utl.pt ; amelia.araujo@ist.utl.pt

Abstract: Portugal has a long and varied coastline. Along its 900 km, extending from the mouth of the Minho River to the mouth of the Guadiana River a variation between the rocky shore, sandy shore and high cliff coast is found, that is related to the geological formation. Each type of coastline reacts in a different way to erosive agents and the human occupation. Therefore it is important to know the genesis of a coast before any action is taken for shore protection. In addition, this information allows the definition of specific policies and guidelines for each particular type of coastline. Since the nineties the Portuguese Government has introduced legislation related with the planning and management of coastal areas by setting guidelines for municipalities which have a seafront. However, despite all these efforts, both the emergence and the evolution of coastal settlements were not made in a well-planned way. Taking into account the factors of liveability, this research aims to analyse the evolution of two coastal villages, Esmoriz and Cortegaça, located at the Portuguese central coast, which are affected by severe erosion. A relationship between the development of those villages and the coastal management plans is found.

Key words: liveability, coastal management, coastal settlements, erosion, shoreline retreat.

**Resumen:** Portugal tiene una costa extensa y diversa. A lo largo de sus 900 km, que se extienden desde la desembocadura del río Miño hasta la desembocadura del Guadiana, se produce una variación entre la costa rocosa, la playa arenosa entre promontorios y la costa acantilada abrupta, que está relacionada con la formación geológica. Cada tipo de costa reacciona de manera diferente a los agentes erosivos y la ocupación humana, por lo que es importante conocer su origen antes de que se tomen medidas de protección. Además, esta información permite la definición de políticas y directrices específicas para cada tipo particular de costa. Desde la década de 1990, el Gobierno portugués ha desarrollado una legislación relacionada con la planificación y gestión de las zonas costeras, mediante el establecimiento de directrices para los municipios que tienen ribera de mar. Sin embargo, a pesar de todos estos esfuerzos, la implantación y evolución de los asentamientos costeros no ha sido bien planificado. Teniendo en cuenta factores de habitabilidad, esta investigación tiene como objetivo analizar dos villas costeras ubicadas en la costa central portuguesa, Esmoriz y Cortegaça, las cuales están afectadas por graves problemas de erosión. Se ha encontrado una relación entre el desarrollo de aquellas poblaciones y los planes de manejo costero.

Palabras clave: habitabilidad; gestión costera, asentamientos costeros, erosión, retroceso.

# INTRODUCTION

Portugal (in the Iberia Peninsula) has a coastline of 900 km, which is characterised by its diversity. The coastline stretches from the mouth of the Minho River to the mouth of the Guadiana River and, along it, a variation in the geological characteristics of the shore can be found: rocky or sandy, low-lying or presenting high cliffs. The area of study is the sandy coast of Aveiro, which is a low-lying region and therefore vulnerable to erosion and sea-level rise. Yet, in this type of coast and with the current changes in ocean dynamics, caused not only by climate change but also by anthropogenic factors, the sediment budget at beaches has been changed. The beaches in this region are classified by the Portuguese Water Institute as at high/very high risk of erosion (INAG, 1999).

The retreat of the shoreline becomes a serious problem when it starts to endanger property and infrastructure, and thus affecting human settlements along the coast. Coastal erosion is a concern for the Portuguese Government. In 1990, the Resolution No. 38/90 was published to create a regional plan with emphasis on controlling coastal development for municipalities with a seafront. Despite this, coastal villages continued to develop and expand its urban area.

This research aims to examine the two coastal villages of Esmoriz and Cortegaça located in the

central coast of Portugal, threatened by coastal erosion. They are two traditional villages two km away from the Portuguese coast. They are located south of Oporto, in an ancient coastline. Besides, a study is performed to determine whether the spatial planning of the coastal zone influenced the development of those villages. They were selected as a case study due to their recent evolution from the primitive coastline (old) to the present coastline (new settlements) (Fig. 1).

# FORMATION OF THE CENTRAL WEST COAST OF PORTUGAL

The study area is located on the coast of the central region of Portugal between Esmoriz and Cape Mondego. It is known that this sector of the coast is of very recent formation at a geological scale, presenting gentle sandy beaches and small dunes (Cunha, 1930).

In this particular case, the formation of the beaches has characteristics of the barrier sand spits coast. The barrier spits are a particular type of beaches that develop parallel to the coast, having no rocky support in all their extension (Paskoff, 1985). They are therefore exclusively sedimentary zones, and their formation and maintenance depends on the material that comes from the erosion of the coast, by the swell action, and from continental origin by fluvial erosion. So the formation of the sand spits depends mainly on a strong and well defined littoral drift.

# The growth of the barrier spit between Espinho and Cape Mondego

In the past the shape of the coastline was completely different (Girão, 1922). The entire coastal territory between Espinho and Cabo Mondego did not exist in the XII century. Therefore, the Aveiro lagoon was still not formed and from Esmoriz to Cape Mondego, a large bay which allowed the Vouga River to flow directly into the ocean existed (Cunha, 1930). The question arises on the evolution of the primitive shore to the current situation. It is relevant to note the importance of strong littoral drift in this particular context. Some studies indicate that sediments transported by the ocean currents and winds were converging along the coast forming two large sandbanks (Cunha, 1930), one that grew from Espinho southwards and another that grew up in the opposite direction, from Cape Mondego northwards. However due to the domination of the ocean swell from northwesterly directions it is most likely than the sand spit grew from north to south to close the bay.

In general, the main sources of sediment to the littoral drift are the rivers. In this case, sediments have their origin in the Douro River, due to the large size of the watershed, and also in a lesser extent to the Vouga River. For the sediments to become increasingly available in a sufficient quantity to allow the formation of the barrier spit, human interference had to occur. The removal of vegetation from the basin slopes to create grazing lands (Ferreira et al., 1994) and large forest fires (Cunha, 1930) would have led to a higher soil erosion and sediment yield by surface runoff. With the silting of rivers, regular floods were needed for their sediments to be transported to the coast, while the ocean swell would move sediments alongshore.



Cape Mondego



## LIVING ON THE COAST

The Portuguese coast is still mostly undeveloped. This is the case between Esmoriz and the Cape Mondego. Main towns and villages are on the primitive coastline: Esmoriz, Cortegaça, Estarreja, Aveiro, Ilhavo, Vagos and Mira. The present day coastline is in some places 10 km offset from the primitive (Fig. 1).

To approach this subject, it is important to think in the concept of liveability as introduced in the Anglo-Saxon literature (VCEC, 2008; McCrea and Walters, 2012; Newton, 2012). Although there is no single definition for the concept of liveability, it reflects the well-being of a community and comprises the many characteristics that make a location a place where people want to live now and in the future (VCEC, 2008). In a broad sense, this concept includes a range of factors that influence the personal decision to live in a certain place.

Quantification of liveability is usually done using the cost of living (based on the price of a basket of products in a given geographical area) and quality of life, where social, environmental and economic data are included. When discussing the issue of human occupation in the coastal area, there are some matters to consider. As already mentioned, the coastal areas differ in social and ecological levels from rest of the country, being also areas exposed to different vulnerabilities. In a coastline like the Portuguese west coast, where settlements are so heterogeneous, some show a large growth along the coast and others grow as small villages. It is important to identify the reasons that make a place more attractive than another. It is in this context that the concept of liveability is used in this study.

#### Liveability concept

The concept of liveability is multidimensional and complex, reflecting the broad range of factors and their interactions that different individuals, communities and businesses have in mind when thinking about liveability (VCEC, 2008). The attributes that help characterize the liveability of a place should be introduced. Some factors such as residential amenity, human capital, social capital, human health, and the more qualitative elements of personal satisfaction and happiness, can be considered attributes that support the decision of a person to choose a place, a city, or a country to live (Newton, 2012). Regardless of its location, a city, village or urban centre should ensure a set of values and services that guarantee comfort to citizens, encouraging them to live in that place. This approach encompasses those place-based attributes of an urban location (home, neighborhood, city) that contribute to the individual's quality of life and well-being.

The indicator chosen to characterize the liveability depends on the researcher, the objectives of the study and the characteristics of the areas to be compared. However they must have a scope at all levels (social, economic and environmental), because regardless of values and services that a place (city, urban centre, village) can offer to improve the comfort of their citizens, there may be natural factors (climate, terrestrial dynamics...) restricting the choice to inhabit these places.

# THE DEVELOPMENT OF ESMORIZ AND CORTEGAÇA VILLAGES

The history of the development of the coastal villages in the Aveiro region is quite peculiar. In

general, they start as small fishing communities that took advantage of the summer to fish. Particular to the location is the so-called "Arte xávega", which uses animals to pull the nets to the shore.

The first houses appeared on the coastal settlements of Esmoriz and Cortegaça by the end of the XIX century. They were the "palheiros" (haystacks), with roofs made with straw, built in wood, and they were designed in such a way that allow them to be moved from place to place using rolling logs. This clearly demonstrates how locals perceived the liveability of the place. It is important to mention that these locations are exposed to a severe wave climate, a fluctuating shoreline and also to periods of intense rainfall and wind.



FIGURE 2. Portuguese West Coast. Villages of Esmoriz and Cortegaça on the primitive coastline and new settlements on the present day coastline (Google Maps 2013).

The number of "Palheiros" grew in the fifties of the XX century, under the influence of a new trend: "Sea bathing used as a medical therapy", under the belief that sea bathing would strength the body. Thus, these places were quite sought by people from neighbouring regions, but the occupation was only made during the summer time. Even in the summer, bathing was not safe and was made with the assistance of experienced staff, the so called "banheiros" (bath men). This seasonal occupation supports the argument that the Esmoriz-Cortegaça coast was perceived as having low liveability to live and fix populations throughout the year. The weather and wave climate were elements that

have distanced populations. In addition, fresh water supply, sanitation and shops took a long time to arrive. The sandy nature of the coast made the access difficult to vehicles. All these factors contributed to keep those coastal places without a permanent human settlement, in opposition to the old and more inland villages of Esmoriz and Cortegaça (Fig. 2). Coastal erosion began by the end of the nineteenth century, due to the decrease in the volume of sediment transported by the littoral drift moving south (Veloso Gomes and Neves, 2011). Despite all these negative natural elements, the coastal area in the study zone was still attracting people. The fishing activity and the canning industry helped also the growth of these settlements.

In the last three decades of the twentieth century, there was an expansion and intensification of the construction on these shores, not taking into account the high level of exposure of these territories, for being at low altitude and without natural protection, to direct and indirect actions of the sea (Veloso Gomes and Neves, 2011). This is the time of the post-April 25th revolution of 1974, when there was a crisis of public authority, with the fall of the fascist regime.

Aerial photographs and census surveys analysed for the present study show that there was a large growth in non-planned housing soon after the revolution. New houses were informal, but started to be built in masonry. However, it was in the late 1980s and early 1990s that the highest urban growth on these settlements took place, with the publication of national legislation which regulates and sets the scene for modern coastal zone management.

Municipal urban planning started to be done also on a regular basis. These plans focused on traditional settlements: villages and urban areas. In their eagerness to legalize situations that were illegal (or informal), areas where houses can or cannot be built were defined in the plans. The door was opened to build in places that traditionally were perceived by humans as having very low liveability. A small paradox appears: planning permission pushed/allowed people to settle in areas of risk of erosion and with no-liveability.

#### CONCLUSIONS

On the shoreline two informal settlements appeared linked with the villages of Esmoriz and Cortegaça used as a support to the fishing activities. The settlements stayed basic till the fifties of the XX century. Several factors contributed to that: difficult access to the shoreline by vehicles on a sandy coast, strong winds, high waves and fog, and the perception that those places have a very low liveability.

After the Portuguese revolution of 1974, the settlements grew with masonry houses owned by

holidaymakers. By the eighties of the XX century, urban and coastal management planning was introduced in Portugal. The urban Municipality Plans of Esmoriz and Cortegaça, trying to put some order on the informality of the place, opened the door to development in places at risk of coastal erosion. These settlements are at present defended by an expensive system of groins and seawalls.

As a final conclusion and lessons learned by the present case study, coastal planning can have a perverse effect by allowing settlement in places at risk of erosion and with very low liveability. The problem is that the liveability of the area is only perceived by locals, which have been living nearby for many years. The decision for all the others to settle is based mainly on the building permission they can get from the authorities, which can be quite misleading.

### AKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the National Institute of Cartography (IGP) for providing the geographic information (aerial photography).

#### REFERENCES

- Cunha, S. (1930): Relance da História Económica de Aveiro. Soluções para o seu problema marítimo, a partir do século XVII. Imprensa Universal, Aveiro.
- Ferreira, Ó., Pereira, A. R., Dias, J. M. A. (1994): Estudo sintético de diagnóstico da geomorfologia e da dinâmica sedimentar dos traços costeiros entre Espinho e Nazaré. Lisboa, 261 p.
- Girão, A. (1922): *Bacia do Vouga. Estudo Geogáfico. Coimbra.* Imprensa da Universidade, 190 p.
- INAG, Instituto da Água (1999): Carta de Risco do Litoral, Trecho 2, Foz do Douro-Nazaré. CD-ROM. Lisboa.
- McCrea, R., y Walters, P. (2012): Impacts of Urban Consolidation on Urban Liveability: Comparing an Inner and Outer Suburb in Brisbane, Australia. *Housing, Theory and Society*, 29, 2: 190-206.
- Newton, P. W. (2012): Liveable and Sustainable? Socio-Technical Challenges for Twenty-First-Century Cities. *Journal of Urban Technology*, 19, 1: 81-102.
- Paskoff, R. (1985): Les littoraux Impact des aménagements sur leur évolution. Masson, Paris, 185 p.
- Souto, A. (1923): Origens da Ria de Aveiro. João Vieira da Cunha Editora, Aveiro.
- Veloso Gomes, F., Neves, L. (2011): Caso de Estudo -Esmoriz/Cortegaça (Portugal). IHRH, Porto, 70 p.
- Victorian Competition and Efficiency Commission (2008): A State of Liveability: An Inquiry into Enhancing Victoria's Liveability. Final Report, October.

# Reconfiguración de la línea de costa en un sector de explotación salinera de época romana en el NO de España

Reconfiguration of the coastline in a sector of Roman salt mine in NW Spain

# R. Tallón-Armada<sup>1</sup>, M. Costa-Casais<sup>2</sup>, T. Taboada<sup>1</sup>, A. Martínez Cortizas<sup>1</sup>

1 Departamento de Edafoloxía e Química Agrícola, Facultade de Bioloxía, Universidade de Santiago de Compostela (USC), Rúa Lope Gómez de Marzoa, s/n. Campus Vida. 15782 Santiago de Compostela, A Coruña,. rebeca.tallon@usc.es; teresa.taboada@usc.es, antonio.martinez.cortizas@usc.es

2 Instituto de Ciencias del Patrimonio (Incipit). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), San Roque, 2. 15704

Santiago de Compostela, A Coruña, (Spain). manuela.costa-casais@incipit.csic.es

**Resumen:** Se presenta un estudio de reconstrucción paleoambiental de un sector del litoral de la ría de Vigo (Pontevedra) a partir de la caracterización del registro edafo-sedimentario de colmatación de una salina de época romana. Para ello, se realizaron análisis físico-químicos, mineralógicos, geoquímicos (análisis elemental) y dataciones radiocarbónicas. La secuencia presenta una alternancia de niveles arenosos y limo-arcillosos, bien diferenciados en sus propiedades físico-químicas. Los resultados sugieren una continentalización progresiva del medio, reflejo de la reconfiguración de la línea de costa a partir de los siglos II AC/III AD, momento en que cesó la actividad salinera. El sector evolucionó desde un medio de interacción marino-continental, altamente antropizado, dominado por formaciones tipo marisma, hacia un medio más continentalizado dominado por formaciones dunares. A su vez, las variaciones en la sedimentación coinciden con los principales cambios climáticos ocurridos durante el final del Holoceno.

Palabras clave: reconstrucción paleoambiental, época romana, evolución litoral, contexto arqueológico

**Abstract:** We present a palaeoenvironmental reconstruction of a sector of Ría de Vigo (Spain). We characterized a pedo-sedimentary sequence infilling a former Roman salt mine. Physicochemical, mineralogical, and geochemical (elemental composition) analyses were performed and complemented with radiocarbon age dating of selected samples. The sequence presents an alternation of sandy and silty-clay layers with large physico-chemical differences. The results indicate a progressive advance of continental environment as a consequence of the reconfiguration of the coastline from BC II to AD III centuries, when salt mine activity ceased. The coast sector evolved from a highly anthropized marsh environment towards a more continentalized one, dominated by dune formations. At the same time, changes in the sedimentation coincide with some major late Holocene climatic changes.

Key words: palaeoenvironmental reconstruction, Roman period, coast reconfiguration, archaeological context

# INTRODUCCIÓN

La costa se caracteriza por ser un medio de interfaz entre el mar, el continente y la atmósfera, lo que le confiere una alta sensibilidad a los cambios ambientales y la convierten en un ambiente propicio para desarrollar estudios de reconstrucción paleoambiental. En esta línea se desarrolla este trabajo que caracteriza estratigráfica y geoquímicamente una secuencia sedimentaria de colmatación de una salina de época romana. La finalidad del estudio es conocer el papel que han jugado las condiciones ambientales y la actividad humana, así como la interacción entre ambas, en la evolución del medio litoral.

La secuencia analizada, localizada en la ciudad de Vigo (Pontevedra) (Fig. 1), forma parte de un yacimiento arqueológico de gran interés, debido a que contiene una de las mayores estructuras de salina de época romana descubiertas hasta este momento en Galicia, y de las mejor conservadas para este periodo cultural (Castro Carrera, 2007).



FIGURA 1. Mapa de localización del área de estudio (imágenes tomadas de Google Earth).

La información resultante del análisis e integración de las señales de cambio ambiental, preservadas en la secuencia sedimentaria –rasgos sedimentarios, propiedades edáficas, mineralógicas y geoquímicas, así como aspectos arqueológicos- ha ayudado a definir el contexto evolutivo de este medio litoral, detectar el efecto de las actividades humanas durante el período de uso de la salina y la posterior reconfiguración del litoral tras su abandono.

#### **MATERIAL Y MÉTODOS**

La secuencia estudiada se muestreó en el yacimiento arqueológico (P3-6), ubicado en la calle Rosalía de Castro (Vigo, Pontevedra), que fue descubierto en el marco de una obra privada. Este sector se encuentra en la franja costera de la ciudad de Vigo, en la parte baja de O Monte Castro, que está separado del litoral por los rellenos que, a partir del último tercio del siglo XIX, se sucedieron en paralelo al proceso de crecimiento urbano de la ciudad, para favorecer el ensanche y acondicionamiento de un puerto comercial (Castro Carrera, 2007).

realizó descriptiva En campo, una se sedimentológica detallada del área de yacimiento. A partir de ella, se seleccionó para su posterior estudio la secuencia más completa (P3-6-I), que incluía la mayor variabilidad de facies sedimentarias. El muestreo se hizo con alta resolución (47 muestras en total/ cada 2-5 cm de espesor dependiendo del tipo de sedimento) y en las muestras seleccionadas se analizó la composición elemental (mediante flourescencia de rayos X y autoanalizador C-N), las propiedades físico-químicas (granulometría, contenido en carbones, pH en agua y KCl 1M) y se realizó un estudio mineralógico (mediante difracción de rayos X). Para la datación radiocarbónica, se seleccionaron 6 muestras en niveles de la secuencia ricos en materia orgánica, con la finalidad de contextualizar cronológicamente los procesos edafo-sedimentarios.

#### RESULTADOS

La secuencia estudiada se caracteriza por presentar alternancia entre niveles arenosos (I-1, I-4a, I-5) y niveles ricos en limos y arcillas (I-3, I-4b), bien diferenciados en sus propiedades físico-químicas y geoquímicas (Fig. 2). Las características de cada uno de ellos, de base a techo, son las siguientes:

- I-1: nivel rico en materia orgánica, con abundantes restos vegetales, formado por arenas gruesas con intercalación de bandeados de arenas finas (presenta el mayor contenido en arenas finas de la secuencia). Reacción del suelo fuertemente ácida, rico en cuarzo, con trazas de feldespatos y fosfatos. Alto contenido en S y P.
- I-2: nivel de gravas y cantos.
- I-3: nivel compacto de limos, arcillas y arenas finas, muy rico en materia orgánica. Reacción del suelo fuertemente ácida, formado por cuarzo, filosilicatos 1:1 dioctaédricos y micas, con presencia de sulfatos, fosfatos y óxidos de Fe. Altos contenidos en S y P.
- **I-4a**: nivel de arenas gruesas, sin estructura, ricas en cuarzo, con mayor contenido en arenas finas en la parte superior. Reacción de ácida a neutra, con abundantes carbones.
- I-4b: nivel oscuro, con abundantes arenas finas, limos y arcillas, ricos en materia orgánica. Muestra una mayor abundancia de filosilicatos 1:1 dioctaédricos y micas, y menor contenido en cuarzo y feldespatos que los restantes niveles. Reacción de ácida a neutra.
- **I-5**: nivel muy rico en arenas finas, sin estructura, con abundante contenido en cerámica en superficie.



FIGURA 2. Contenido en carbones (g/Kg), granulometría (%)(naranja: <0,5mm->0,2mm; amarillo: <0,2mm->0,05mm; gris: <0,05mm), pH en agua (pHw) y KCl, contenido en C, N (%), S (µg. g<sup>-1</sup>), P (%).



FIGURA 3. Cronología de la secuencia estratigráfica estudiada y asociación de las unidades sedimentarias a los diferentes eventos climáticos del Holoceno Final.

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La similitud entre las propiedades físico-químicas y morfológicas de cada grupo de muestras implica unas mismas condiciones de formación, definitorias del ambiente en que se generaron. De esta manera, a partir del estudio de las propiedades de los sedimentos y suelos podemos conocer el proceso tras el que se formaron e inferir las condiciones asociadas (Fig. 3). Los resultados indican que la explotación de la salina se habría desarrollado en los niveles arenosos litorales (I-1) (Fig. 3). El nivel de sedimentos finos más profundo (I-3) representan una fase de colmatación tras el abandono de la actividad extractiva, ya que rellena las estructuras de la salina, a la vez que refleja la formación de una marisma con sedimentación de materiales finos procedentes de áreas continentales, pero con fuerte influencia marina y características sulfatoácidas (pH fuertemente ácido, alto contenido en S). Posteriormente tendrían lugar dos fases de formación de dunas, indicando una progresiva continentalización del sector de estudio (Fig. 3). La primera fase dunar está representada por una duna parda (edafizada), que indica condiciones de estabilización y sugiere un alejamiento de la línea de costa (Martínez Cortizas et al., 1996). En conjunto, los datos reflejan una evolución progresiva desde un medio marino litoral a un medio más continentalizado, que sugiere una reconfiguración de la línea de costa una vez que cesó la influencia antrópica.

La cronología obtenida para la secuencia estratigráfica pone de manifiesto que los niveles basales son de época romana (siglo II BC a III AD) (Fig. 3). Los niveles de derrumbe de las estructuras salineras quedarían enmarcados entre mediados del siglo III AD y mediados del siglo V AD, momento en que comenzaría la formación del nivel limo-arcilloso I-3. Por lo tanto, la explotación podría haberse extendido hasta el siglo III AD. La primera fase de formación de dunas ocurriría entre los siglos III y V AD. El paleosuelo de duna, datado entre los siglos V-VII AD, indica que la segunda fase de formación de dunas comenzó a partir del siglo VII AD y se prolongó, al menos, hasta el siglo XVII (como sugiere la presencia de restos cerámicos vidriados en la superficie del último nivel dunar analizado).

| Muestra<br>(P3-6-I) | Profundidad<br>(cm) | Código<br>Beta- | Edad <sup>14</sup> C cal 2<br>sig BC/AD |
|---------------------|---------------------|-----------------|---|
| 20                  | 92,5                | 248421          | 420-610 AD                              |
| 24                  | 107,5               | 248422          | 420-600 AD                              |
| 37                  | 159,75              | 248423          | 230-410 AD                              |
| 39                  | 164,75              | 248424          | 260-430 AD                              |
| 42                  | 172,25              | 248425          | 120-330 AD                              |
| 47                  | 184,75              | 248426          | 150 BC-60 AD                            |

Tabla I. Dataciones radiocarbónicas realizadas en la secuencia P3-6-I.

Estos resultados apuntan a que tan sólo los ciclos basales y más superficiales de la secuencia estuvieron influidos por la actividad humana: primero mediante la construcción de una salina y posteriormente mediante la perturbación de los sistemas dunares durante la expansión urbana de la ciudad de Vigo en el siglo XIX. Los restantes niveles no presentan una clara huella antrópica, pero sí una cronología que es sincrónica con cambios climáticos del Holoceno final, como el Período Cálido Romano, el Período Frío Altomedieval, el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad del Hielo. Los cambios en las condiciones climáticas habrían dado lugar a cambios en la dinámica litoral y éstos provocarían la reorganización de los sistemas sedimentarios (Fig. 3).

# AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado en el marco del convenio 2008/CP362 "Realización das análisis paleoambientais e arqueométricas do xacementeo do Areal" financiado por la Consellería de Cultura e Deportes de la Xunta de Galicia, y del proyecto 09SECO15606PR (2009-2012)" Xeoarqueoloxía reconstrución paleoambiental. Medoloxía aplicada a contextos arqueológicos-culturales" financiado por la Xunta de Galicia.

## REFERENCIAS

Castro Carrera, J.C (2007). La salina romanda del yacimiento de "O Areal" Vigo (Galicia): Un complejo industrial salazonero altoimperial. En: Actas del Congreso Internacional CETARIAE: Salsas y salazones de pescado en Occidente durante la Antigüedad (L. Langóstena, D. Bernal y A. Arévalo eds.). British Archaeological / Reports, International Series 1686, 355-365.

- Tallón-Armada, R. Costa-Casais, M., Taboada Rodríguez, T., López Merino, L., Martínez Cortizas, A. (2011) Recontrucción paleoambiental da colmatación dunha salina de época romana (Unidade 2, Parcela P3-6, Rosalía de Castro, Vigo). Museo de Prehistoria e Arqueoloxía de Vilalba. 7, 275.
- Tallón-Armada, R. (2012) Marco evolutivo dunha explotación salinera de época romana (Vigo, Pontevedra). Memoria de Licenciatura. Universidade de Santiago de Compostela. 109 pp.
- Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M., Moares Domínguez, C. 1996: Niveles dunares pleistocenos y holocenos en la costa de Galicia: hipótesis cronológica en base a su grado de edafización. En: "Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios" (A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth y A. Martínez Cortizas, eds.), 417-430. Xunta de Galicia.

# Propuestas para el aprovechamiento del patrimonio geomorfológico costero entre Santander y Liencres (Cantabria)

# Some proposals for the sustainable use of the coastal geomorphological heritage between Santander and Liencres (Cantabria)

# V. Bruschi<sup>1</sup> y A. Cendrero<sup>1</sup>

1 Dpto. CITIMAC, Facultad de Ciencias. Avda. de los Castros. Universidad de Cantabria. 39005 Santander (Cantabria). viola.bruschi@unican.es

**Resumen:** La conservación del patrimonio geomorfológico no atiende únicamente a la protección de unos elementos por su interés científico, educativo y divulgativo, sino que representa, además, una herramienta para poder aprovechar los servicios ambientales que ese tipo de patrimonio natural puede facilitar. De ahí que, siguiendo las últimas directrices europeas en ámbito de protección y gestión, en esta contribución se proponen unas actuaciones para una parte del patrimonio geológico costero de Cantabria, que permitirían su protección y conservación, a la vez que supondrían las bases para un uso didáctico y divulgativo, y para el desarrollo de nuevas actividades socio-económicas del entorno. En conjunto, representa la protección y el uso sostenible del una parte importante de nuestro patrimonio natural.

Palabras clave: patrimonio geomorfológico, costa, puesta en valor, Cantabria.

Abstract: The conservation of the geomorphological heritage could not be represent only the protection of some elements due to them scientific, educational or knowledgement interest but, it could be represent a tool for a good use of the environmental services that such type of heritage can provides. From this point of view and following the European guidelines, in this contribution some proposals for the coastal geological heritage of Cantabria are presented. The objectives are the conservation of the geological heritage as well as, educational and dissemination activities and the development of new socio-economic activities. Those proposals would represent the protection and the sustainable use of an important part of our natural heritage.

Key words: geomorphological heritage, coast, value enhancement, Cantabria.

## INTRODUCCIÓN

La geodiversidad representa un elemento esencial del patrimonio natural, de gran valor para la humanidad, que es indispensable y necesario proteger y puede ayudar de forma significativa al desarrollo de una zona. Según las últimas tendencias marcadas por programas internacionales (Geosites, Geoparks, etc) patrocinados por instituciones como IUGS y UNESCO, la geodiversidad puede representar un papel social y económicamente muy importante, asociado al desarrollo de estrategias para la "explotación" del patrimonio natural en general y geológico en particular, permitiendo generar nuevas actividades socioeconómicos basadas en el uso sostenible de ese tipo de recurso (UNESCO, 2004).

En los planes de conservación del patrimonio geológico se deberían considerar tanto los aspectos científicos y educativos, como otros relacionados con múltiples usos, como los relativos al disfrute, recreo y turismo. En la legislación vigente en la mayor parte de los países europeos, la declaración de figuras de protección del patrimonio natural en general (parques, reservas, etc.) incluye cada vez más planes que prevén una gestión sostenible que compatibiliza las exigencias científicas, y la conservación facilitando además el desarrollo de actividades que aporten beneficios socioeconómicos, como por ejemplo el turismo (Barettino et al. 2000).

Los elementos del patrimonio geológico pueden ser de naturaleza muy diversa y ocupar superficies extensas o tratarse de elementos puntuales. Este carácter implica que algunos elementos de la geodiversidad no puedan ser incluidos dentro de espacios naturales protegidos existentes. En este tipo de casos, que corresponden sobre todo a elementos puntuales, conviene establecer figuras de protección adecuadas a las características del elemento y que su gestión y protección pueda ser apoyada por una política de tipo regional o municipal (Dingwall, 2000).

En las últimas décadas, se han desarrollado nuevas figuras de protección para la conservación de los elementos del patrimonio geológico. El ejemplo más evidente es el concepto de Geoparque, de carácter internacional, desarrollado por UNESCO (1999, 2004), que se refiere a lugares en los que existe un patrimonio geológico especialmente valioso que merece ser protegido, divulgado y potenciado. La creación de Geoparques tiene dos objetivos fundamentales: proteger elementos importantes del patrimonio geológico, por su rareza, por su interés científico y/o educativo, o condiciones de observación, y aprovecharlos como recursos alrededor de los cuales crear focos para actividades de turismo y ocio, así como para propiciar el desarrollo de nuevas actividades económicas.

Por otra parte, existen otros tipos de normas de ámbito nacional, que han contribuido y pueden contribuir a la protección del patrimonio geológico. En el caso de España, cabe señalar la Ley estatal 6/1998, de 13 de abril, sobre régimen del suelo, que define en su artículo 9 el <u>suelo no urbanizable</u> como sigue: "deban incluirse en esta clase por estar sometidos a algún régimen especial de protección incompatible con su transformación de acuerdo con los planes de ordenación territorial o la legislación sectorial, en razón de sus valores paisajísticos, históricos, arqueológicos, científicos, ambientales o culturales, de riesgos naturales acreditados en el planeamiento sectorial, o en función de su sujeción a limitaciones o servidumbres para la protección del dominio público".

Paralelamente al surgir de estas nuevas estrategias de protección del patrimonio geológico, también han aumentado los ejemplos de puesta en valor y explotación del mismo; como por ejemplo la creación de parques, itinerarios, guías o señalización, con fines fundamentalmente divulgativos (Apadrina una roca, Segovia; Goparkea, Zumaia; etc.). Sin embargo, hay ejemplos de actuaciones todavía otros no suficientemente desarrolladas que incluyen la generación de actividades económicas, y de valor añadido para el entorno social. En este conjunto de actividades, las que parecen ofrecer mayores posibilidades son las relacionadas con el turismo, el recreo, la cultura y el contacto con la naturaleza. Por todo ello, parece conveniente tratar de concebir, diseñar y llevar a la práctica propuestas que permitan avanzar en el desarrollo de las potencialidades que el patrimonio geológico ofrece, para convertir este en un vehículo de educación, de disfrute y de generación de riqueza. Para cubrir este objetivo se han identificado algunas líneas de trabajo que han permitido elaborar propuestas específicas para la puesta en valor de elementos concretos de dicho patrimonio. En lo que sigue, se presentan algunas de ellas, que en conjunto constituyen un plan de carácter novedoso en este ámbito, ya que representan un tratamiento del patrimonio geomorfológico de una región, combinado con otros elementos de interés, para que sirva como apoyo para la dinamización de actividades y sectores económicos.

# METODOLOGÍA Y RESULTADOS

La primera etapa en un análisis, como el que aquí se ilustra, es la selección de lugares en relación con los cuales se han hecho propuestas específicas. Dicha selección se ha llevado a cabo siguiendo la valoración cuantitativa elaborada en un trabajo anterior (Bruschi, 2007), y que permitió definir una jerarquía de lugares de interés geomorfológico sobre la base de indicadores como la calidad intrínseca, el potencial de uso y el grado de amenaza. Para elaborar las propuestas que aquí se presentan, se seleccionaron unos lugares de interés que, en el anterior análisis obtuvieron un alto valor de calidad, ya sea por su calidad intrínseca, por su potencial de uso o por el grado de amenaza a que se ven sometidos.

En la presente comunicación se ilustran cinco ejemplos de propuestas elaboradas para un tramo de costa entre Santander y Liencres (Cantabria). Cuatro de ellos se articulan alrededor del "Geoparque de las Dunas de Liencres y Costa Quebrada", que incluye el lugar de interés geológico-geomorfológico costero de más alto valor de la zona (Bruschi, 2007), así como otra serie de lugares de interés geológico de su entorno. El quinto ejemplo se refiere a la protección física de un elemento de interés geológico, emblemático en la región.

### Propuesta del "Geoparque de las Dunas de Liencres y Costa Quebrada"

En este apartado se propone la creación de un Geoparque en la zona costera conocida como "Costa Quebrada", situada entre Santander y el Parque Natural de las Dunas de Liencres (espacio protegido de carácter autonómico). La zona seleccionada para la propuesta presenta una serie de rasgos geológicos de interés, que dieron lugar a su inclusión en el catálogo de "Puntos de Interés Geológico" del IGME (Duque y Elizaga, 1983), es adyacente al citado espacio protegido (que incluye el mejor lugar de interés geológico costero), y se encuentra a menos de 30 minutos de distancia para el 75% de la población de la comunidad autónoma. En este sector de costa se encuentran formas que permiten ilustrar la evolución geomorfológica de este tipo de costa, y formular modelos sobre su probable evolución futura. Además, se proponen actividades que pueden contribuir a aumentar el flujo turístico, con la consiguiente generación de actividades económicas en el entorno.

Para este sector de costa, se realizan las siguientes propuestas: 1) Creación del "Geoparque de las Dunas de Liencres y Costa Quebrada"; 2) Ruta del "Geoparque de las Dunas de Liencres y Costa Quebrada"; 3) Elaboración de un catálogo fotográfico titulado "Objetivo Geodiversidad" y 4) Propuesta de utilización del patrimonio geológico como telón de fondo para manifestaciones artísticas.

1) Creación de un "Geoparque de las Dunas de Liencres y Costa Quebrada".

Los requisitos necesarios para poder declarar una zona geoparque con el patrocinio de UNESCO son bastante ambiciosos y por ello, un objetivo más realista y a corto plazo, es la realización de un geoparque regional, que en fases posteriores pudiera llevar a su reconocimiento por parte de UNESCO. Así, la idea central es aprovechar la protección que ofrece ya el Plan de Ordenación de los Recursos Naturales (PORN) aprobado en 2006, y la existencia del Parque Natural de las Dunas de Liencres (protegido desde 1986), que permitiría impulsar la creación del "Geoparque de las Dunas de Liencres y Costa Quebrada". Basándose en lo anterior, se propone que el actual Parque Natural de las Dunas de Liencres pase a denominarse "Geoparque de las Dunas de Liencres y Costa Quebrada", ampliando los límites de aquél para abarcar el tramo costero de mayor interés geológico-geomorfológico (Fig. 1). Según se aprecia en la figura, la extensión total propuesta para el geoparque es relativamente pequeña  $(3,47 \text{ km}^2)$ . Los límites que se proponen para esa ampliación coinciden exactamente con los que figuran en el Plan de Ordenación del Litoral (Ley 2/2001, de 25 de junio, de Ordenación Territorial y Régimen Urbanístico del Suelo de Cantabria), lo que facilitaría el proceso administrativo, al afectar a zonas ya sujetas a cierto tipo de protección.



FIGURA 1. Límites del "Geoparque de las Dunas de Liencres y Costa Quebrada" (línea blanca de trazos). 1: lugares de interés geológico identificados dentro de los límites del geoparque; 2: principales núcleos de población en el entorno del geoparque.

Dentro de los límites así definidos se encuentran una serie de rasgos que constituyen un completo muestrario de formas y procesos litorales (distintos tipos de acantilados, formas de control estructural y litológico, estuario, flecha litoral, dunas, playas actuales, rasas marinas, etc.), que permiten ilustrar con mucha claridad la evolución de este tramo de costa y, a través de ella, comprender el funcionamiento de los procesos geológicos. Además, a lo largo de la costa se puede observar con mucha claridad una sucesión estratigráfica muy completa del Cretácico (en concreto, desde el Aptiense hasta el Paleoceno).

2) Ruta del "Geoparque de las Dunas de Liencres y Costa Quebrada"

Dentro de los límites del nuevo geoparque, la siguiente actuación se refiere a la creación de una ruta de naturaleza educativa y divulgativa, basada en la observación de una serie de puntos de interés, con el apoyo de paneles ubicado en posiciones estratégicas

que ilustren los principales rasgos geológicos observables (Fig. 2).

Los puntos seleccionados y las descripciones de los mismos han sido la base sobre la que se ha apoyado una acción de colaboración con un grupo conservacionista local "Grupo de Recuperación Costa Quebrada" encaminada a materializar la citada ruta.



FIGURA 2. Panel informativo ubicado en la zona de la playa de Portio.

 Elaboración de un catálogo fotográfico titulado "Objetivo Geodiversidad".

La tercera actuación propuesta se refiere al aprovechamiento del valor estético y de la calidad "artística" propios de algunos elementos geológicos, con el fin de comunicar conceptos y nociones básicos sobre la ciencia geológica a partir de las "expresiones artísticas de la geología". Para ello, se ha acudido a dos fotógrafos de la región para que plasmen en una serie de imágenes y desde su propia óptica, las calidades estéticas del patrimonio geológico del nuevo Geoparque (Fig. 3).

Esta actuación ha permitido la elaboración de un catálogo fotográfico, con el cual se pretenden cubrir varios objetivos: poner de manifiesto los valores artísticos del patrimonio geológico; extender el conocimiento sobre los rasgos y procesos geológicos; contribuir a su protección y conservación; contribuir a construir los contenidos del geoparque propuesto; aumentar el flujo de visitantes y generar de manera indirecta actividades económicas.



FIGURA 3. Fotografías, obras de los autores que colaboraron en la elaboración del Catálogo Fotográfico del geoparque. "Mirador" de Virginia Sanchéz Marcos (izquierda); "Galerna en los Urros" de Jesús Mojas (derecha).

 Propuesta de uso del patrimonio geológico como telón de fondo para manifestaciones artísticas.

Como se ha comentado reiteradamente en este apartado, la fase última del proceso de geoconservación es la puesta en valor del patrimonio geológico de una región; es decir, el desarrollo de actividades que incrementen su uso y su "explotación social" o/y económica de una forma no consuntiva. Dentro de las actividades que anteriormente se han denominado de generación de actividad económica directa, se presenta una propuesta de actuación en la playa de La Arnía, enfocada hacia el disfrute cultural de un elemento del patrimonio geológico, utilizándolo como telón de fondo para manifestaciones artísticas.

Por ello, se ha colaborado con un escenógrafo de teatro para desarrollar espectáculos de tipo teatral o musical. Dentro del espacio de la playa se han concebido cuatro posibles actuaciones: instalación de un juego de luces y música que constituiría un magnífico espectáculo de "luz y sonido"; utilización de los farallones de caliza como pantalla natural (telón de fondo) para varios tipos de proyecciones; elaboración de pantalla a través de bombas diseñadas para levantar verticalmente una "pared de gotas de agua", sobre la cual es posible proyectar imágenes ("water screen"); ubicación de un escenario desmontable y de asientos para el público, frente a los farallones (Fig. 4).



FIGURA 4. Ejemplos de las actuaciones elaboradas por el escenógrafo de teatro N. Bruschi para la puesta en escena de la playa de La Arnía. De izquierda a derecha: proyecciones sobre los farallones calizas de imágenes, acompañada por sonidos, ejemplo de un "water screen" y, un escenario desmontable.

#### Propuesta de protección física del Puente del Diablo

Dentro de las posibles actividades con fines de protección y/o divulgación, se ha elaborado una propuesta de protección física y de uso divulgativo del entorno del "Puente del Diablo" en Santander, un elemento emblemático del paisaje constituido por un arco natural que representaba el único resto del techo de un antiguo conducto kárstico. Debido a los procesos de evolución geomorfológica natural del acantilado, tanto por acción del oleaje como de meteorización, y al hecho que la zona es muy frecuentada por el público con fines lúdico-recreativos, en el año 2007, se diseñó una propuesta que incluía la protección física del Puente del Diablo (para descartar un potencial peligro para los visitantes) y la definición de una senda con fines educativos y divulgativos.



FIGURA 5. De izquierda a derecha: foto del Puente del Diablo en el año 2005; uno de los planos elaborados para la propuesta de protección física del Puente del Diablo; foto del año 2010

Aquí se presentará solo la propuesta de protección física, para la cual, se colaboró con un arquitecto que propuso un puente artificial que sujetaba el arco natural, protegiéndolo de un posible derrumbe, permitiendo el tránsito de peatones y bicicletas. De ese modo, se proporcionaría a esa estructura una altura adicional con respecto al arco natural que la hubiese convertido en un punto panorámico. Esta propuesta fue publicitada a las principales instituciones competentes en materia de protección del patrimonio natural, sin obtenerse respuesta por parte de las mismas. El Viernes 5 de noviembre de 2010, el Puente del Diablo se derrumbó, por suerte sin causar muerte ninguna (Fig. 5).

### **COMENTARIO FINAL**

Las actividades y actuaciones que se han presentado deberían servir para proponer ideas encaminadas al uso sostenible de los elementos de la geodiversidad en la costa de Cantabria. Además deberían ser considerados unos ejemplos a seguir para poder conservar los elementos del patrimonio geológico, y geomorfológico, de la misma forma que se lleva haciendo con nuestro patrimonio cultural. En el caso presentado, relativo al Puente del Diablo, una actuación como la propuesta hubiese permitido conservar un elemento de nuestro patrimonio natural. Por último, cabe señalar que propuestas como la que aquí se presentan pueden servir para generar actividades económicas directas y/o indirectas, cuyos recursos podrían ser invertidos en la protección y conservación los elementos objetos de las iniciativas mismas.

### REFERENCIAS

- Barettino Fraile, D., Wimbledon, W.A.P., Gallego, E. Eds. (2000): Patrimonio geológico: conservación y gestión. En: Barettino Fraile D. (ed.) *Patrimonio Geológico: Conservación y Gestión*. III Simposio Internacional PROGEO sobre Conservación del Patrimonio Geológico. Madrid.
- Bruschi, V.M. (2007): Desarrollo de una metodología para la caracterización, evaluación y gestión de los recursos de la geodiversidad. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Cantabria, 619 p.
- Dingwall, P.R. (2000): Legislación y convenios internacionales: la integración del patrimonio geológico en las políticas de conservación del medio natural. En: Barettino Fraile D. (ed.) *Patrimonio Geológico: Conservación y Gestión*. III Simposio Internacional PROGEO. Conservación del Patrimonio Geológico. Madrid.
- Duque, L.C. y Elizaga, E. (1983): Puntos de interés geológico en el sector oriental de la Cordillera Cantábrica. IGME. Madrid.
- UNESCO (1999): UNESCO Geoparks Programme. Proc. 156<sup>th</sup> Session of UNESCO Executive Board, 156 Ex/11, Paris.
- UNESCO (2004): Operational Guideline for National Geoparks seeking UNESCO's assistance – Global UNESCO Network of Geoparks, Paris.

# Geophotopedia, un repositorio abierto de fotografías de contenido geográfico. Imágenes de geomorfología litoral

# Geophotopedia, an open repository of photographs with geographic elements. Pictures of coastal geomorphology

# P. Fraile-Jurado<sup>1</sup>, D. Sánchez-Escalera<sup>1</sup>, J.L. Palacios-Guerrero<sup>1</sup>, R. Maldonado-Benítez<sup>1</sup>, M. Escobar-Gómez<sup>1</sup> y J. Jover-Báez<sup>2</sup>

1 Dpto. Geografía Física y A.G.R., Universidad de Sevilla, C/ María de Padilla s/n. 41004, Sevilla. pfraile@us.es 2 Dpto. Geografía Humana., Universidad de Sevilla, C/ María de Padilla s/n. 41004, Sevilla. jjover@us.es

**Resumen:** La Geophotopedia es un repositorio con acceso libre de fotografías clasificadas y georreferenciadas. En este repositorio, cada usuario puede subir imágenes con información geográfica, que serán clasificadas por especialistas teniendo en cuenta lo que se muestra en ellas. Toda la colección de fotografías geolocalizadas está alojada en el portal gratuito *flickr.com* y bajo una licencia *Creative Commons*). Con respecto a las áreas costeras, actualmente se incluyen 258 fotos de 12 países diferentes: 68% de formaciones arenosas, 14% de marismas, 7% de morfologías rocosas y el resto de infraestructuras.

Palabras clave: fotografía, repositorio, geomorfología, clasificación, abierto.

**Abstract:** Geophotopedia is a repository of classified and georeferenced photographs with free access. In this repository any user can upload images (with geographical information), where geographers and people from of other related sciences will classify them according to what is shown in the picture. Moreover, each photograph will be geolocated. All this collection is hosted at the free portal flickr.com and under a Creative Commons license. Regarding the coastal area, it currently includes 258 photos from 12 different countries: 48% of coastal sand formations, 14% of marshes and 7% of rocky morphologies and other infrastructures.

Key words: photograph, repository, geomorphology, classified, open access.

# INTRODUCCIÓN

La Geomorfología se ha servido históricamente de la fotografía como soporte para explicar y analizar procesos y formas del relieve, con notables aportaciones tanto en cualquier manual de referencia como en artículos científicos. Asimismo, la Geomorfología Litoral se ha servido de este soporte para ilustrar diferentes elementos, tal y como se puede observar en cualquier publicación reciente sobre este tema (Cabrera y Alonso, 2009, Abad et al., 2009, Blanco-Chao et al. 2009, Roig et al., 2009, López López y Alonso, 2009).

Durante los últimos años, han proliferado en internet diferentes repositorios fotográficos paisajísticos, ocasionalmente georreferenciados y gratuitos. Sin embargo, existe un vacío importante en cuanto a la procedencia de las fotografías, en la medida en que son subidas por autores no necesariamente cualificados.

En la Geomorfología española, se han realizado aproximaciones muy serias para la creación de una base de datos sobre fotografía geomorfológica desde la Sociedad Geológica de España, con la publicación del DVD *Geomorfología en Imágenes* (González Amuchástegui et al. 2008), con 1000 fotografías de temática geomorfológica que, pese a constituir un buen archivo en el que se aporta la visión científica del geólogo o geomorfólogo en cada fotografía, adolece de la ausencia de un sistema de clasificación de las fotografías, que permita hacer búsquedas de acuerdo a sus contenidos o a su distribución espacial y temporal.

En este trabajo, se presenta la Geophotopedia de la Universidad de Sevilla, creada en octubre de 2012, como repositorio de fotografías, con interés en el ámbito de la Geografía y de otras disciplinas afines de las Ciencias de la Tierra. Abarca temáticas diversas, desde la geomorfología a la arquitectura, patrimonio o industria. Todas las fotografías de este fichero digital cuentan con licencia *Creative Commons*, lo que garantiza el objetivo que se persigue que es proporcionar imágenes clasificadas temáticamente a todo tipo de usuarios mediante una libre distribución de las mismas. Este tipo de licencia incrementa drásticamente el número de usuarios potenciales: estudiantes, personal de administración pública, pequeños y medianos empresarios o particulares.

## **MÉTODOS**

El repositorio de Geophotopedia se aloja en la página gratuita Flickr, perteneciente al portal de noticias y buscador Yahoo, que permite, tanto subir como descargar fotografías a cualquier usuario del repositorio. El método de subida de fotografías a Flickr permite cargar fotografías masivamente, así como incluir parte de la información más relevante que acompaña a las fotografías de la Geophotopedia. Cada imagen debe tener un título, ha de estar geolocalizada y llevar adjunta las etiquetas con los conceptos que determinan su contenido geográfico. La información que acompaña a todas las fotografías de la Geophotopedia es:

- 1. Título, a través del cual se define completamente el elemento o fenómeno representado, así como la referencia geográfica básica.
- Etiquetas, las cuales permiten clasificar la información más relevante de la fotografía, así como jerarquizarla; área científica a la que se asocia, topónimos vinculados, elementos característicos de la fotografía, características fotográficas... información que se mantiene actualizada, tanto en español como en inglés.

Un ejemplo que representa bien el funcionamiento de la Geophotopedia es el etiquetado de una fotografía dentro de la categoría "Geografía Física" y, a su vez, el etiquetado según la disciplina o disciplinas que pueden apreciarse en ésta (geomorfología, biogeografía, climatología, hidrología...). Si esta clasificación parece insuficiente, puede seguir descendiéndose y añadir, por ejemplo, un escalafón inferior de la geomorfología litoral o fluvial, o información geológica si conviene.

- 3. Geolocalización de las fotografías.
- 4. Licencia *Creative Commons*; licencia de propiedad que permite un uso totalmente libre de la fotografía.
- Información académica complementaria que ayude a la descripción de la fotografía, tanto en forma de anotación en la misma fotografía, como de descripción de ésta, en formato de texto libre.

El sistema empleado permite un doble tipo de búsqueda: conceptual, empleado exclusivamente la base de datos asociada a cada imagen, y espacial/conceptual, que limita los resultados de la búsqueda anterior a un área determinada, previamente delimitada por el usuario.

En la Fig. 2, se muestra la distribución espacial de las fotografías almacenadas en Geophotopedia donde aparece un esquema aparentemente jerarquizado; las limitaciones de la plataforma elegida (flickr) no permiten más que clasificar las fotografías por etiquetas de idéntico nivel jerárquico. Por lo tanto, es fundamental que el usuario que sube fotos al repositorio tenga en cuenta este tipo de estructuras jerarquizadas a la hora de etiquetar las fotografías. Las fotografías subidas por los diferentes usuarios son periódicamente revisadas por usuarios especializados en diferentes áreas, de reconocida cualificación profesional.

### RESULTADOS

En el momento actual, mayo de 2013, este repositorio cuenta con más de 2.400 fotografías georreferenciadas y clasificadas en función de sus contenidos, de las cuales unas 1.100 son del área de Geografía Física, y 250 de Geomorfología Litoral. Desde octubre de 2012 a marzo de 2013, se produjeron 29.620 visionados/descargas de fotografías, de los cuales 2.024 fueron de fotografías sobre medios litorales.



FIGURA 1. Mapa de la distribución de las fotografías de Geophotopedia en la Península Ibérica y Canarias. La cifra frente a cada sector costero indica el número de fotografías de medios litorales disponibles en ese lugar.

Las fotografías con contenidos de Geomorfología Litoral suponen el 12% de los contenidos totales de la Geophotopedia, con unas 250 entradas en marzo de 2013. Algo menos del 60% de éstas se encuentran ubicadas en España (Fig. 1) y el resto se distribuye entre Portugal, Marruecos, Francia y Reino Unido, como principales países en Europa, y Argentina, Estados Unidos, República Dominicana e India en el resto del planeta.

En la Fig. 2, se muestra la organización interna de la base de datos de Geophotopedia con las distintas categorías en que se puede incluir cada fotografía. Las más abundantes corresponden a fotografías de depósitos litorales, tanto arenosos (más de 120 fotografía de playas), como de otro tipo (dunas, flechas litorales, islas barrera), generalmente asociadas a las primeras. Las fotografías de humedales son escasas en relación al conjunto total, así como las de formaciones fluvio-litorales.

Existe, por último, un amplio grupo de fotografías que incluyen elementos que tienen alguna incidencia en la dinámica litoral, principalmente infraestructuras. A fecha de marzo de 2013, la categoría "infraestructuras" registra 108 entradas en Flickr, de las cuales más del 13% se corresponden con infraestructuras que tienen incidencia sobre el litoral, número que se explica por la relativa facilidad de acceso a estos elementos humanos con incidencia en el litoral.



FIGURA 2. Esquema de la organización de los contenidos pertenecientes a geomorfología litoral de Geophotopedia, con indicación del número de fotos disponibles en marzo de 2013 de cada categoría.

### CONCLUSIONES

La imagen en la caracterización de los procesos geográficos y, en concreto, los relacionados con la geomorfología litoral, es de gran importancia, tanto para la docencia, como para los trabajos de investigación en esta disciplina. Un repositorio de imágenes, validadas por geógrafos u otros especialistas de alta cualificación, y correctamente etiquetadas, se convierte así en una herramienta muy útil, tanto para la comunidad universitaria (alumnos y docentes), como para tareas científicas o iniciativas divulgativas.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a todos los participantes en el proyecto de Geophotopedia, especialmente a Víctor Fernández Salinas por sus magníficas aportaciones fotográficas y a Noelia Sánchez Carnero y César Borja Barrera por sus consejos a la hora de elaborar este trabajo.

## REFERENCIAS

Abad M., Rodríguez-Vidal, J., Chamorro, S., Cáceres, L.M., y Ruiz, F. (2009): Análisis y cartografía de riesgos geológicos en el litoral de la ciudad de la Ciudad Autónoma de Ceuta. En: Nuevas contribuciones sobre Geomorfología litoral (J.A. Morales, M. Cantano, A. Rodríguez-Ramírez, l. Delgado, eds.), Universidad de Huelva, 115-118.

- Blanco-Chao, R., Feal-Pérez, A., Valcárcel, M., Costa-Casais, M., y Pérez-Alberti, A. (2009): Retrocesos en acantilados sedimentarios de la costa atlántica gallega durante los últimos 3500 años. En: *Nuevas contribuciones sobre Geomorfología litoral* (J.A. Morales, M. Cantano, A. Rodríguez-Ramírez, I. Delgado, eds.), Universidad de Huelva, 55-58.
- Cabrera L.L. y Alonso, I. (2009): Evolución reciente del sistema eólico de El Jable de Lanzarote (Islas Canarias). En: *Nuevas contribuciones sobre Geomorfología litoral* (J.A. Morales, M. Cantano, A. Rodríguez-Ramírez, I. Delgado, eds.), Universidad de Huelva, 87-90.
- González Amuchástegui, M.J.; González Trueba, J.J. y Serrano, E. (Coords.). VV.AA. (2008): La diversidad geomorfológica de La Tierra en 1.000 imágenes. Sociedad Española de Geomorfología. Edición en CD-ROM. D.L. SA-600-2008.
- López López, O. y Alonso I. (2009): Características sedimentológicas de la playa Claheta de Pau, Isla de Boa Vista (Archipiélago de Cabo Verde). En: *Nuevas contribuciones sobre Geomorfología litoral* (J.A. Morales, M. Cantano, A. Rodríguez-Ramírez, I. Delgado, eds.), Universidad de Huelva, 19-22.
- Roig F.X., Martín Prieto, J.Á., Fraga, P., Rodríguez-Perea, Pons, G., Gelaber, B. (2009): El sistema dunar de Sa Marina de S'Arena en el norte de Menorca. En: *Nuevas contribuciones sobre Geomorfología litoral* (J.A. Morales, M. Cantano, A. Rodríguez-Ramírez, I. Delgado, eds.), Universidad de Huelva, 49-52.

# "Grano a grano" Diseño de una exposición de arenas de playa con fines divulgativos.

"Grain by grain" Design of a beach sand exposition for divulgation purposes.

# L. M. Rodríguez Terente<sup>1</sup>

1 Museo de Geología, Dpto. Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo (Asturias). terente@geol.uniovi.es

**Resumen:** Este artículo esboza los pasos seguidos para la elaboración de una colección de arenas de playa cuyo destino será su exhibición en el Museo de Geología de la Universidad de Oviedo. Para su realización se han muestreado 161 playas de Asturias, desalando y secando las muestras para ubicarlas en recipientes de vidrio realizados para la ocasión. De las mismas se han obtenido imágenes microscópicas que, junto a las fotografías de las playas visitadas, constituirán el cuerpo central de una exposición de arenas de playa dirigida a público no especializado. La exposición de arenas asturianas estará acompañada de arenas de otras partes del mundo, y será complementada con definiciones, estudios que se realizan en ellas y los equipos usados en su determinación.

Palabras clave: exposición, arenas, playas, Asturias, Museo de Geología.

**Abstract:** This article summarizes the steps followed to develop of a beach sands collection which will be displayed in the Museum of Geology of the University of Oviedo. The main body of the exhibit are 161 sand samples collected in different beaches from Asturias. These samples were desalinated and dried to be displayed in glasses made for the occasion. Also there were taken same microscopic images that will be showed together with photographs of the beaches visited. The asturian sands exhibition will be showed together with a worldwide sands collection and both will be complemented with definitions, studies and equipments.

Key words: exposition, sand, beach, Asturias, Geology Museum.

# INTRODUCCIÓN

Con motivo de la celebración de las VII jornadas de Geomorfología Litoral en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo, el Museo de Geología propone la realización de una exposición sobre arenas del litoral cantábrico asturiano, cuyos destinatarios son los visitantes del museo, no especialistas en la materia. En la misma se exhibirán las características sedimentarias y de composición de las playas más significativas del Principado de Asturias, acompañadas de otras arenas del mundo y cantos para contextualizar la exposición.

El presente artículo expone la metodología llevada a cabo para crear la colección de arenas así como el guion del discurso expositivo por el que se vertebrará la exposición.

Con una extensión lineal de 207 km, desde el estuario del Eo hasta el de Tina Mayor, el litoral asturiano duplica su extensión con numerosas ensenadas, acantilados, calas, y estuarios en donde se encuentran, aproximadamente, dos centenares de playas de diversa importancia y morfología. La diversidad litológica de la franja costera unida a los aportes de los principales estuarios (Eo, Navia, Nalón, Avilés, Villaviciosa y Ribadesella) hace que los materiales que conforman estas playas no sean homogéneos ni en composición, ni en granulometría, existiendo notables contrastes, sobre todo, entre los dos extremos de la región.

Con la realización del muestreo se pretende poner en evidencia las características singulares de las diferentes arenas que conforman las playas y realizar una explicación sencilla dirigida a un público no profesional e interesante también para investigadores.

# LA CONSTITUCIÓN DE LA COLECCIÓN

Ante la inexistencia previa de muestras regionales de este tipo en el Museo de Geología, se ha realizado una campaña de campo entre los meses de febrero y junio de 2013 para recolectar muestras arenosas de las principales playas de la región Así, a fecha de realización de este trabajo, se han obtenido muestras procedentes de 161 playas empleándose para ello 20 días de campo. Atendiendo a las mareas se han realizado recorridos en los que se pudiera acceder al máximo número de playas por día de trabajo. La elección de las playas se debió a cuestiones logísticas, según su importancia y facilidad de acceso, y si bien aún no se ha completado el muestreo total (pues se aspira a tener representación de todas las playas), las muestras que serán utilizadas ya se encuentran debidamente preparadas.



FIGURA 1. Algunas de las playas asturianas muestreadas. A. Playa de Mexota (Tapia de Casariego), B. Playa de Frexulfe (Navia). C. Playa del Silencio (Cudillero), Playa de Peña Doria (Cudillero), E: Playa de Guadamía (Llanes). F: Playa de Merón (Villaviciosa). G. Playa del Arenal de Morís, (Caravia). H. Playa de Torimbia (Llanes).

#### METODOLOGÍA

Se han recogido aproximadamente 400 mg de arena de la zona intermareal de cada playa escogida. En el caso de playas en las que existían desembocaduras de pequeños ríos se procuró extraer de la parte más alejada de los mismos. Por otra parte, para aquellas playas constituidas principalmente por cantos o gravas se buscó siempre la fracción más fina posible.

Una vez en el Museo, las arenas se sometieron a un proceso de desalación, logrado con diversos lavados en agua dulce, seguido de la utilización de estufas y hornos para acelerar su completo secado. La muestra resultante se pasó por el tamiz de 2 mm para eliminar las fracciones mayores a la arena. A continuación se realizaron fotografías de detalle con un sistema Stereo-Explorer Leica, de cada muestra, todas a la misma escala y con idénticas condiciones de iluminación. En algunas se realizaron fotografías a mayor aumento de algún componente para su identificación y posterior utilización en la exposición. Por último, las muestras se ubicaron en su recipiente definitivo. Para ello encargaron exprofeso tubos de vidrio, de 34 mm de boca y 100 mm de alto, hechos a medida para el Museo. En estos tubos caben algo más de 60 ml. Se han adquirido también corchos, en los cuales se ha escrito el código de la muestra (por la parte interna y externa), además de la confeccionarse la etiqueta correspondiente a cada envase.

Para su catalogación, se ha marcado con precisión el punto extracto de extracción, generando un archivo (\*.kmz) para ser utilizado por el programa *Google Earth* que, en caso de disponer de un equipo informático libre, se añadirá a la exposición. En cualquier caso este archivo se almacenará con el expediente correspondiente en el museo.

Esta nueva colección se ha fusionado a una colección de arenas previas, de diversas procedencias del planeta, que diversas personas de Departamento de Geología y simpatizantes del Museo habían aportado con anterioridad, fruto de viajes profesionales u ocio.



FIGURA 2. Metodología realizada para la constitución de la colección de la arena. A: Recolección en zona intermareal. B: Almacenamiento y selección de las muestras para la exposición. C: Desalación de las muestras. D: Ubicación en recipientes cerámicos para su secado. E: Secado en horno. F: Realización de las fotografías de las muestras.

#### EL DISCURSO EXPOSITIVO

La exposición se ha diseñado para el público no especialista para mostrar la constitución de las arenas, centrándose sobre todo en las asturianas. Será ubicada en el hall del edificio, de transito obligatorio al museo, en donde se cuenta con cuatro mesas expositoras de 1  $m^2$  y dos vitrinas dobles de 3,25 m de longitud cada una. El orden de los elementos singulares de la exposición será el siguiente:

En el primer expositor se mostrará la definición de arena. Para ello se expondrá una escala la granulométrica completa desde el tamaño bloque hasta el tamaño arcilla. El segundo expositor tratará de mostrar las composiciones de la arena desde su fuente original hasta el tamaño arenoso. Para ello se realizará, a modo de granoselección, el paso de la roca a la arena de los principales tipos litológicos que conforman el litoral asturiano (cuarcitas, areniscas, pizarras, calizas), combinándola con los bioclastos más comunes (restos de moluscos, equinodermos, artrópodos, esponjas y algas calcáreas), y también se atenderá a la presencia de objetos anómalos (vidrios, escorias y restos cerámicos) productos de la actividad humana. Todos estos materiales confluirán en una fracción arenosa fabricada con proporciones de todos ellos.

A continuación, el núcleo de la exposición lo constituirán las arenas prospectadas en Asturias, mostrándose en conjunto con un gran panel diseñado a propósito de esta muestra. En el mismo se combinará una imagen del todo el litoral asturiano, extraída de la ortofoto del Principado de Asturias (vuelo 2006/07),

con un gráfico correspondiente al mapa geológico de la fracción fotografiada, en la que sólo se precisara la naturaleza litológica de los materiales aflorantes. Además, este panel se completará con imágenes tomadas en las playas visitadas y las fotografías realizadas con el equipo microscópico, identificándose los componentes principales.

Se evalúa la posibilidad de complementar el panelado con imágenes aéreas del litoral facilitadas por el POLA (Plan Territorial Especial de Ordenación del Litoral de Asturias) realizadas en 2001. Tanta información hace que sea necesario dividir el panel entre las dos vitrinas, eligiéndose el Cabo Peñas como el punto límite entre las mismas ya que este accidente geográfico constituye el punto más septentrional de la región, y es aproximadamente equidistante de los dos extremos del litoral asturiano.

Por la parte de atrás de las citadas vitrinas se expondrán más de medio centenar de arenas del mundo que completen, por su composición y características, aquellas ausentes en Asturias, derivadas de rocas volcánicas, plutónicas y metamórficas de alto grado. También se cuenta con arenas oolíticas, y coralinas, procedentes de mares tropicales, que aumentarán aún más el abanico expositivo. Estas arenas han sido sometidas al mismo proceso de desalación y envase, excepto la arena del Mar Muerto, por ser precisamente la sal uno de sus componentes más característicos. Junto a todas ellas se exhibirá información geológica de su procedencia y se hará alusión a los estudios que se realizan sobre las arenas, las conclusiones que se pueden sacar de los mismos y el instrumental utilizado en dichas investigaciones.



FIGURA 3. Fotografías de arenas realizadas para la exposición. A: Arena con finos de carbón procedente de la playa de Los Quebrantos, (Soto del Barco). B: Arena de cuarzo de la playa de Cuevas del Mar (Llanes). C: Arena siliciclástica de la playa de San Juan (Castrillón). D: Arena bioclástica de la playa de Merón (Villaviciosa). E: Arena con vidrios de la playa del Cristal, (Gozón). F: Arena pizarrosa de la playa del Moro (Navia).

En los otros dos expositores restantes, se hará una pequeña mención a la clasificación y estudio de los cantos rodados, a través de la exhibición de los distintos tipos morfológicos que también se han recogido durante la campaña realizada en las playas. Esto se añade para contextualizar un poco las playas asturianas ya que es bastante grande abundancia de playas de cantos, sobre todo en la parte occidental de la región. Y por último, una gran muestra de una "beachrock" recogida en Asturias constituirá el colofón a la exposición arenosa, constituyendo el primer paso para formar una futura roca sedimentaria introduciendo la idea de un ciclo continuo.

# CONCLUSIÓN

Con esta breve exposición el visitante podrá conocer la formación y constitución de las arenas, sobre todo de las asturianas, así como la metodología e información que se deriva de su estudio. Esta exposición será inaugurada en la semana del congreso y permanecerá expuesta seis meses, tras lo cual los materiales pasaran a ser almacenados en los fondos del Museo de Geología, pudiendo formar parte de exposiciones futuras, temporales o permanentes.

La elección de "*Grano a Grano*", como título principal de la exposición, no es más que el fiel reflejo de una labor minuciosa realizada sistemáticamente con todas las playas prospectadas y cuyo fruto constituirá una muestra que deseamos amena, didáctica y representativa, de interés tanto para curiosos como para investigadores.



FIGURA 4. Muestras de arena listas para la exposición

# 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<br>España, Alicante                                | 2000<br>(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<br>España, Zaragoza                               | 2004<br>(5 vols.) | 12 € c.u. | 20 € c.u. |
| GEOTEMAS 7  | Simposio Homenaje a<br>D. Daniel Jiménez de Cisneros<br>y Hervás, Alicante | 2004              | 18€       | 30€       |
| GEOTEMAS 9  | VI Congreso del Grupo Español<br>del Terciario, Salamanca                  | 2006              | 18€       | 30€       |
| GEOTEMAS 10 | VII Congreso Geológico de España,<br>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><br>15€ | <b>No Socios</b><br>20 € |
|-------------|--|------|----------------------|--------------------------|
| GEO-GUIAS 2 | Itinerarios Geológicos por la<br>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<br>Canarias (Fuerteventura, Tenerife<br>y La Palma).                        | 2008 | 30€                  | 40€                      |
| GEO-GUIAS 5 | Itinerarios Geológicos por las Islas<br>Canarias (Gran Canaria).   | 2008 | 30€                  | 40€                      |
| GEO-GUIAS 6 | Itinerarios Geológicos por las Islas<br>Canarias (Fuerteventura, Lanzarote,<br>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<br>(incluye 2 mapas y CD) | J.A. Vera (Ed.)<br>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

| residente     | Marcos Aurell Cardona<br>Dpto. Ciencias de la Tierra<br>Facultad de Ciencias<br>Univ. Zaragoza 50009 ZARAGOZA<br>Tel.: 976761087maurell@unizar.es   |
|---------------|---|
| ecretario     | José E. Ortiz Menéndez<br>Departamento de Ingeniería Geológica,<br>Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas<br>Universidad Politécnica de Madrid<br>c/ Ríos Rosas, 21. 28003 Madrid<br>Tel.: 913 366 970; e-mail: joseeugenio.ortiz@upm.es |
| esorero       | Gabriel Gutiérrez Alonso<br>Departamento de Geología, Facultad de Ciencias<br>Universidad de Salamanca<br>Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca<br>Tel.: 923 294 488; e-mail: gabi@usal.es   |
| ïcepresidenta | Ana María Alonso Zarza  |
| ïcesecretario | Manuel Olías Álvarez  |
| ecretario 2º  | Arantza Aramburu Artano   |
| locales       | Joaquina Álvarez Marrón<br>Luis Carcavilla Urquí<br>Ana Crespo Blanc<br>Enrique Díaz Martínez<br>Andrés Díez Herrero<br>Luís Pedro Fernández<br>Isabel Rábano Gutiérrez de la Torre   |
|               | esidente<br>ecretario<br>esorero<br>cepresidenta<br>cesecretario<br>ecretario 2º<br>ocales  |

# **ORGANIZADORES**





Universidad de Oviedo





# **COLABORADORES**





















AADD





