



## El registro de eventos energéticos marinos en la bahía de Cádiz durante épocas históricas

*The record of energetic marine events in the bay of Cádiz during historical times*

Alonso, C.<sup>(1)</sup>; Gracia, F.J.<sup>(2)</sup>; Rodríguez-Polo, S.<sup>(2)</sup>; Martín Puertas, C.<sup>(3)</sup>

(1) Instituto Andaluz de Patrimonio Histórico, Centro de Arqueología Subacuática. Consejería de Cultura, Junta de Andalucía. Avda. Duque de Nájera, 3. 11002, Cádiz, España. Correo electrónico: carlos.alonso.v@juntadeandalucia.es

(2) Depto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Campus del río San Pedro. 11510, Puerto Real, España.

(3) GFZ, German Research Centre for Geoscience. Telegrafenberg, 14467, Potsdam, Alemania

### Resumen

La bahía de Cádiz constituye un área costera intensamente ocupada durante épocas históricas, de las que se conservan numerosos restos arqueológicos. Se trata de un tramo de costa baja, caracterizada por presentar varios sistemas de flechas-barrera que cierran marismas estuarinas de amplio desarrollo. Este tipo de costa es especialmente vulnerable ante la actuación de fenómenos marinos energéticos, como temporales marítimos y tsunamis, que con cierta regularidad se han repetido en esta región durante el Holoceno reciente. El presente trabajo pasa revista a los distintos registros morfosedimentarios de eventos marinos históricos identificados hasta el momento en la bahía, y aporta nuevos datos sobre algunos de ellos. Estos nuevos datos consisten en columnas de sondeos, nuevas dataciones de depósitos holoceno-históricos e identificación de indicadores arqueológicos de eventos extremos históricos. Se hace especial hincapié en los efectos que estos eventos han tenido en la flecha-barrera de Valdelagrana, donde la geometría y edad de los distintos sistemas de cordones litorales históricos indican la actuación de al menos tres eventos muy energéticos, probablemente tsunamis, uno hacia 2700-2300 cal BP, otro a finales del s. IX AD y el tercero en 1755 AD. Los dos primeros provocaron modificaciones geomorfológicas profundas, como capturas fluviales, reinicio de nuevos sistemas de cordones y arrasamiento costero. Los datos arqueológicos señalan también que los daños y afecciones económicas y a infraestructuras provocadas por estos eventos han condicionado la ocupación humana posterior y sus actividades asociadas.

**Palabras clave:** evento energético; temporal marítimo; tsunami; Bahía de Cádiz; geoarqueología; modelo evolutivo.



## Abstract

The bay of Cádiz is a coastal area intensively occupied during prehistorical and historical times from which many archaeological remains have been preserved. The bay is a low coast characterized by several spit-barrier systems which close wide estuarine marshes. This kind of coastal environment is especially vulnerable to marine energetic events, like storms and tsunamis, which have occurred in the region during the late Holocene with some regularity. The present work summarizes the different morphosedimentary records of historical marine events identified in the Bay up to date. New chronological and stratigraphical data are presented, obtained from drills, together with different geoarchaeological indicators of historical marine events identified along the Bay. Special attention is paid on the effects produced on the Valdelagrana spit-barrier, where the geometry and age of different historical beach ridges reveal the onset of at least three very energetic events, probably of tsunamigenic origin: one on 2700-2300 cal BP, a second one by the end of the IX century AD and the third one in 1755 AD. The two first events caused deep geomorphological modifications, like river captures, onset of new beach ridge systems, and coastal lowering. Archaeological data indicate that economical effects and infrastructure damage produced by these events conditioned later human occupation and related activities.

**Keywords:** energetic event; sea storm; tsunami; Bay of Cádiz; geoarchaeology; evolution model.

## 1. Introducción

El conocimiento de los eventos energéticos marinos (tsunamis o temporales marítimos) holocenos e históricos en las costas ibéricas del golfo de Cádiz ha experimentado un avance espectacular en los últimos diez años. En la actualidad se tiene una idea bastante aproximada de los principales eventos ocurridos (Luque *et al.*, 2002; Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2008; Reicherter *et al.*, 2010; Rodríguez-Vidal *et al.*, 2010; Morales *et al.*, 2011; Lario *et al.*, 2011), así como de sus efectos geomorfológicos (Alonso *et al.*, 2004a; Benavente *et al.*, 2006; Gracia *et al.*, 2006; Del Río *et al.*, 2012; Ruiz *et al.*, 2013) y su registro sedimentario (Luque *et al.*, 2001; Gutiérrez-Mas *et al.*, 2009a y b; Cúven *et al.*, 2013, entre otros). Sin embargo, los efectos que estos eventos tuvieron sobre la actividad humana en el pasado no se conocen bien y existe muy poca bibliografía al respecto (Luque, 2008). A excepción del último gran tsunami registrado en la zona, asociado al terremoto de Lisboa de 1755 y del cual hay abundante información (Campos, 1992; Blanc, 2008, entre otros), apenas se dispone de datos sobre los efectos producidos por los eventos históricos sobre los asentamientos y actividades humanas.

La naturaleza de estos eventos no siempre es bien conocida y persiste todavía cierta controversia a la hora de interpretar correctamente los registros sedimentarios cuaternarios e históricos, ya que los tsunamis y los temporales marinos energéticos pueden generar depósitos costeros muy similares (Lario *et al.*, 2010; Medina *et al.*, 2011; Gutiérrez-Mas y Mas, 2013). En la última década se han podido analizar los efectos directos y el alcance de los temporales marítimos que han afectado a las zonas más vulnerables de la costa suratlántica española (Benavente *et al.*, 2006; Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2008; Del Río *et al.*, 2012). Sin embargo, aparte de un pequeño tsunami ocurrido en 1969 en las costas portuguesas (Abrantes *et al.*, 2008), el último gran tsunami conocido en el golfo de Cádiz tuvo lugar en el siglo XVIII, por lo que el análisis de los efectos costeros de este segundo tipo de fenómenos necesariamente hay que hacerlo mediante métodos indirectos, geomorfológicos, sedimentológicos y geoarqueológicos.

Dentro del litoral suratlántico ibérico, destaca la bahía de Cádiz (Figura 1) por ser un ámbito geográfico singular caracterizado por una muy importante ocupación humana desde épocas muy antiguas, siendo ya un núcleo poblacio-

nal de primera importancia en tiempos prerromanos, ligada a diversos asentamientos y ocupaciones griegas y fenicias (Ruiz Gil *et al.*, 1999; Alonso *et al.*, 2001, 2003b, 2004b; Alonso y Gracia, 2004; Arteaga *et al.*, 2008; Bernal, 2008; López Amador y Pérez, 2013). A este interés histórico-arqueológico se suma el interés geomorfológico ligado a un ámbito muy dinámico y cambiante, donde la línea de costa ha experimentado modificaciones importantes asociadas a procesos muy activos de erosión y sedimentación (Zazo *et al.*, 1994; Dabrio *et al.*, 1995; Alonso *et al.*, 2009). Por su naturaleza arenosa, las costas de la bahía son muy vulnerables a las intervenciones humanas (Martínez Del Pozo *et al.*, 2001; Rodríguez-Polo *et al.*, 2010) y sobre todo fácilmente erosionables ante la actuación de eventos energéticos marinos (Gracia *et al.*, 2006). Sin embargo, los aportes sedimentarios tanto longitudinales (deriva litoral) como continentales (desembocaduras de los ríos Guadalquivir y Guadalete) permiten que sus costas se recuperen con cierta rapidez después de sufrir eventos erosivos importantes (Gracia *et al.*, 2005a).

La reconstrucción de la evolución morfológica de la bahía de Cádiz constituye un problema complejo, no resuelto totalmente hasta la fecha, debido a la combinación entre diversas actuaciones humanas costeras durante los últimos 2.500 años, la naturaleza cambiante y muy sensible de los sistemas costeros y la actuación esporádica de eventos marinos energéticos, tanto de origen meteorológico como sísmico (Gracia *et al.*, 2005b; Menanteau, 2008). El análisis conjunto de todos estos elementos puede ayudar a analizar el tipo de consecuencias que estos fenómenos energéticos tienen sobre la actividad humana a corto, medio y largo plazo, así como la eficiencia de las infraestructuras de las distintas épocas en la defensa costera.

El objetivo del presente trabajo es sintetizar los avances realizados en los últimos años en materia de reconstrucción geoarqueológica de la evolución costera de la bahía de Cádiz y el papel de los eventos energéticos en la

misma y en los asentamientos y actividades humanas históricas. De manera específica, se elabora un modelo de evolución geomorfológica de un sector de la costa de la bahía, a partir de nuevos datos procedentes de sondeos, fotointerpretación y cartografía geomorfológica de detalle, trabajo de campo, así como muestreo y datación por radiocarbono. Los datos que se presentan y el modelo propuesto son de utilidad tanto para el análisis paleogeográfico y evolutivo de la zona como para la elaboración de futuros inventarios de eventos energéticos que ayuden a calcular posibles periodos de retorno para este tipo de fenómenos, así como las causas, alcance y efectos de los mismos.

## 2. Geomorfología de la bahía de Cádiz

La bahía de Cádiz se localiza en la depresión terciaria del Guadalquivir, al sur de la desembocadura de dicho río. Se trata de un área deprimida, encajada en relieves suaves sobre materiales terciarios como consecuencia de la actuación de accidentes tectónicos transcurrentes con componente vertical a finales del Plioceno y comienzos del Cuaternario (Gracia *et al.*, 2008). Presenta unos 30 km de longitud y 15 km de anchura y está formada por una llanura sedimentaria de carácter litoral, con playas, dunas y marismas. La tectónica pliocuaternaria generó diversos bloques estructurales elevados, algunos de los cuales han constituido islas durante épocas de nivel del mar alto (Cádiz, San Fernando), y que en la actualidad apenas destacan entre 15 y 30 m por encima del nivel del mar. En los bloques hundidos se ha registrado un relleno sedimentario costero-marino durante el Cuaternario reciente, que en algunos puntos supera los 30 m (Dabrio *et al.*, 2000) y que durante épocas de nivel del mar bajo funcionaron como llanuras aluviales costeras de los ríos Guadalquivir y Guadalete, entre otros (Mediavilla *et al.*, 2004; Gracia *et al.*, 2010).

Geográficamente la bahía de Cádiz tiene una morfología compleja (Figura 1). Su línea de costa exterior está formada por una larga

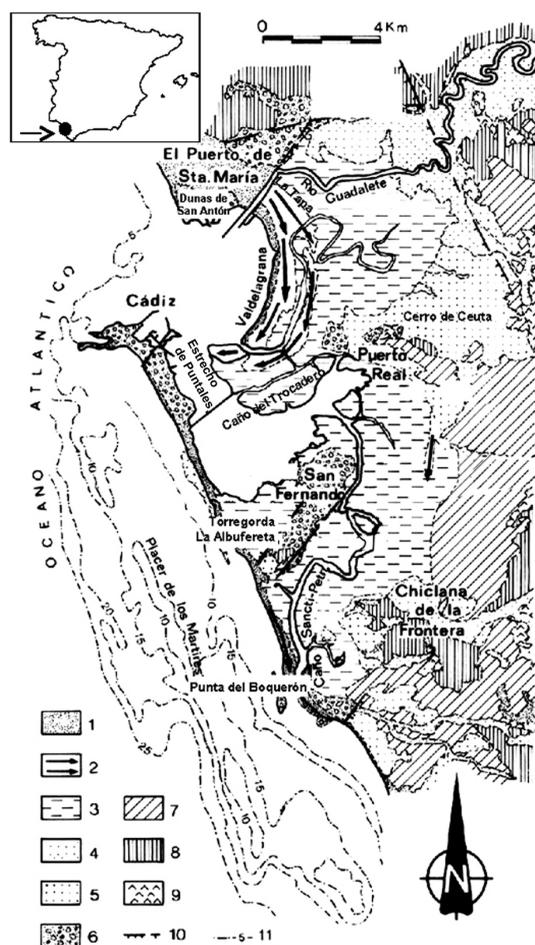


Figura 1. Mapa de la bahía de Cádiz, con localización de los topónimos y puntos citados en el texto. Leyenda: 1, playas y dunas; 2, cordones litorales holocenos; 3, marismas; 4, depósitos aluviales holocenos; 5, depósitos pleistocenos; 6, conglomerados plio-pleistocenos; 7, arenas pliocenas; 8, otras unidades terciarias; 9, yesos y arcillas triásicas; 10, falla con escarpe asociado; 11, líneas isobatas, en metros.

Figure 1. Map of the Bay of Cadiz. Location of places and names cited in the text. 1, beaches and dunes; 2, Holocene beach ridges; 3, salt marshes; 4, Holocene alluvial deposits; 5, Pleistocene deposits; 6, Plio-Pleistocene conglomerates; 7, Pliocene sands; 8, other Tertiary units; 9, Triassic clays and gypsums; 10, fault with indication of escarpment; 11, bathymetric curves in meters.

barrera arenosa de dirección NNW-SSE, que conecta las islas de Cádiz y San Fernando, formando un tómbolo de unos 11 km de longitud, y que continúa hacia el Sur unos

5 km más en forma de flecha litoral (Punta del Boquerón). A resguardo de esta barrera la bahía está constituida por tres entrantes costeros, separados por dos relieves centrales de origen diapírico y de dirección bética, NE-SW: el promontorio del cerro de Ceuta (Puerto Real) y la isla de San Fernando (García *et al.*, 2008).

Al norte del cerro de Ceuta se extiende la bahía norte, donde se desarrolla el complejo estuarino del río Guadalete; en él destaca la desembocadura actual en su extremo NW (El Puerto de Santa María), así como un gran canal mareal sinuoso al sur, el río San Pedro, que históricamente formó parte de la desembocadura del río Guadalete (Dabrio *et al.*, 2000) aunque en la actualidad constituye un canal de marea que finaliza súbitamente en un sistema de marismas. Estas marismas están protegidas del mar por la flecha-barrera de Valdelagrana, constituida por un conjunto complejo de cordones litorales holocenos e históricos de 7 km de longitud en dirección N-S, objeto de diversos estudios ambientales y paleogeográficos (Dabrio *et al.*, 1999; Rodríguez-Polo, 2009, entre otros).

Entre el cerro de Ceuta y la isla de San Fernando se extiende un área inundada permanentemente y comunicada directamente con el mar a través del estrecho de Puntales, que separa el tómbolo de Cádiz-San Fernando y Puerto Real. Se trata de una bahía interna, cuya profundidad en general es inferior a los 10 m, aunque desde épocas históricas se excava artificialmente con periodicidad un canal de entrada para facilitar el acceso de embarcaciones al arsenal militar de La Carraca (San Fernando). Unas pequeñas marismas bordean la bahía interna por el norte (marismas del Trocadero). Finalmente, la Bahía Sur, al SE de San Fernando, constituye un área de extensas marismas, surcadas por un gran canal mareal sinuoso, el caño de Sancti Petri. Estas marismas, formadas al resguardo de la flecha de la Punta del Boquerón, ocupan una depresión de dirección NE-SW cuyo origen parece ligado a la excavación de un valle fluvial durante el Pleistoceno (Mediavilla *et*

*al.*, 2004; Gracia *et al.*, 2010). Las marismas están transformadas en su casi totalidad en salinas, funcionales desde época prerromana (Alonso *et al.*, 2003a). La flecha de la Punta del Boquerón apenas desarrolla un cordón litoral histórico muy degradado, y se encuentra en retroceso, probablemente desde mediados del s. XIX (Bethencourt *et al.*, 2011). La acción diferencial del oleaje en toda esta costa está condicionada por la distribución de bajos rocosos próximos a la orilla, que provocan concentración o disipación de la energía de las olas incidentes.

La dinámica marina (Benavente *et al.*, 2000) corresponde a una costa de baja energía (altura media del oleaje de apenas 1 m, y hasta 4 m durante temporales marítimos), con frentes que en general proceden del W, lo que da lugar a una corriente de deriva litoral dominante hacia el S y SE, cuya intensidad depende de la orientación de los frentes de oleaje con respecto a la línea de costa y de la energía de las olas. Su acción, así como los aportes sedimentarios de los ríos Guadalquivir y Guadalete, han propiciado la formación de extensas playas y dunas asociadas a las flechas, barreras y tómbolos de la zona. Por último, se trata de una costa mesomareal, cuyo rango de mareas medias es de unos 2 m, alcanzando los 3,7 m en situación de marea viva.

### 3. Metodología

En primer lugar se llevó a cabo una exhaustiva búsqueda bibliográfica de los estudios previos realizados en la zona referentes al registro de eventos energéticos marinos históricos y a la evolución histórica de la línea de costa, especialmente los que aportan dataciones y reconstrucciones paleogeográficas o paleoambientales. Dado el gran volumen de artículos y monografías dedicados a este tema en las últimas décadas, en el presente trabajo se hace referencia sólo a una selección de los mismos, que consideramos más representativos o más directamente relacionados con el tema.

Una parte importante del estudio se centró en el análisis detallado del sistema de cordones holocenos de la flecha-barrera de Valdelagrana. Para ello se utilizaron diversas fotografías aéreas tomadas en distintos años. En el presente trabajo se muestran los resultados obtenidos para los vuelos de 1956 y de 2002, elegidos el primero por su antigüedad y el segundo por su alta calidad y resolución. Para su análisis se utilizó un estereoscopio de prismas Leica WILD ATP2, que incorpora un sistema de zoom. De este modo se obtuvo una cartografía geomorfológica detallada de los cordones litorales y de las depresiones intercordones, así como de los caños mareales presentes en el cuerpo de la flecha-barrera. Una vez realizada la cartografía se procedió a su tratamiento mediante el software ArcGIS 9.2®, que permitió georreferenciar el mapa realizado con un error medio total (RMS) inferior a 1 m, utilizando para ello una ortofotografía digital del año 2002 (Instituto de Cartografía de Andalucía). Finalmente se digitalizaron las unidades morfológicas presentes en la flecha.

Por otro lado, se realizaron cuatro sondeos mecánicos en Valdelagrana, realizados por la empresa Axan S.L., merced a un convenio de la Universidad de Cádiz con la Dirección General de Costas entre 2007 y 2009. La profundidad de los sondeos osciló entre 5 y 9 m y su localización se muestra en la figura 2. Los sondeos se realizaron mediante el método de rotación con corona de corte y recuperación del testigo. La mayoría de los testigos obtenidos se envolvieron en plástico adherente y transparente, para su protección durante el transporte y catalogación. La descripción de los sondeos se realizó en dos fases: una primera descripción visual en la que se atendió a cambios en el tipo de sedimento, color, olor, presencia de restos de organismos, etc.; y una segunda descripción más detallada, con la lupa binocular para la fracción arena, y mediante el microscopio petrográfico (frotis de sedimento) para la fracción arcilla. Una vez descritos los sedimentos se identificaron las facies y unidades sedimentarias. Durante el análisis de “*visu*” se llevó a cabo la selección

del material para datar con radiocarbono en cada uno de los sondeos.

Las dataciones de  $^{14}\text{C}$  se llevaron a cabo en el Centro de Nacional de Aceleradores (Sevilla), sobre muestras de restos orgánicos (caparazones de organismos, conchas y raíces) y sedimento total allí donde no se encontraron los anteriores. El tratamiento fue limpieza con disolventes orgánicos y limpieza con AAA. La edad obtenida para cada muestra (edad radiocarbono convencional) fue calibrada según la curva INTCAL04 utilizando una probabilidad del 95%. Se aplicó la corrección por efecto reservorio a los resultados obtenidos de  $\Delta R = -108 \pm 31$  años  $^{14}\text{C}$ , siguiendo la propuesta de Martins y Monge Soares (2013). En el presente trabajo, todas las edades se expresan en años cal. BP mientras no se indique lo contrario.

Con respecto a las dataciones publicadas por otros autores previos, algunas habían sido corregidas por efecto reservorio, otras no, y de otras no se dispone de información. Además, a muchas de las corregidas se habían aplicado correcciones distintas a las del presente trabajo, en ocasiones incluso en trabajos muy recientes (Tabla I). Evidentemente, esta disparidad representa un problema al intentar correlacionar cronológicamente fases de progradación, eventos energéticos o edad de unidades sedimentarias. Sin embargo, hemos preferido respetar y no modificar los datos aportados por otros autores, ya que desconocemos las razones que llevaron a dichos investigadores a no realizar las correcciones o a realizarlas de manera diferente a la llevada a cabo en el presente trabajo. Puesto que somos conscientes de la disparidad de correcciones por efecto reservorio aplicadas por los distintos autores a numerosas dataciones de  $^{14}\text{C}$  hechas en muestras costeras de la fachada ibérica atlántica, los autores del presente trabajo hemos optado por tomar de manera orientativa las dataciones previas que han sido tratadas o corregidas de manera distinta la que hemos utilizado nosotros, considerando que muy probablemente en muchas de ellas podría existir un margen de error algo superior a los 100 años.

Finalmente, se llevó a cabo un reconocimiento de campo de las formas cartografiadas a lo largo de toda la bahía, así como de los principales yacimientos histórico-arqueológicos costeros conocidos, con el objeto de analizar posibles afecciones o registros morfosedimentarios de eventos energéticos marinos históricos.

## 4. Resultados y discusión

### 4.1. Columnas de sondeos

La figura 3 muestra las columnas de los sondeos realizados en la flecha-barrera de Valde Lagrana. De manera breve, los niveles identificados en cada uno de los sondeos son los siguientes:

Sondeo S-1. Coordenadas UTM: X= 75020; Y= 405110. Se localiza en la zona de marisma cercana al sondeo PSM109 estudiado por Dabrio *et al.* (2000). Facies observadas:

- Facies 1: arcillas de color marrón oscuro con restos de raíces muy finas. Secuencia granocreciente a techo.
- Facies 2: arenas amarillas con restos de raíces similares a las de la facies anterior. Secuencia granodecreciente.
- Facies 3: fangos arenosos de color gris oscuro con restos de conchas. Secuencia granodecreciente.
- Facies 4: arenas fangosas marrones sin restos de materia orgánica. El tamaño de grano aumenta durante los primeros 30 cm y luego se establece en un tamaño de grano arena hasta la base de la facies.
- Facies 5: arenas amarillas, similares a las de la facies anterior, si bien se observa un color de transición entre los de las facies 4 y 6.
- Facies 6: arenas de tamaño de grano grueso, con granos de cuarzo visibles. Abundantes macro restos de conchas. Secuencia granodecreciente a techo, donde se aprecian cantos redondeados de pequeño tamaño.

Tabla I.

Notación original	Notación en Figura 2 de este trabajo	Código de laboratorio	Edad <sup>14</sup> C convencional BP	Error	Cal. BP	Edad calendario	Referencia
C-3	1a	R-2182	1880	100	1915 <sup>a</sup>	35 d.C	
C-6	1b	R-2186	1680	100	1690 <sup>a</sup>	260 d.C.	Zazo <i>et al.</i> (1994),
C-5	1c	R-2181	1830	100	1860 <sup>a</sup>	90 d.C.	Dabrio <i>et al.</i> (2000)
C-4	1d	R-2208	2705	100	2905 <sup>a</sup>	955 a.C.	
TAP-01-02	2	GX-27986	2340	220	1920 <sup>b</sup>	190 a.C. – 250 d.C.	Luque <i>et al.</i> (2002)
FER 224	3	KIA 13086	3770	30	4109	2159 a.C.	Arteaga <i>et al.</i> (2008)
AERO	4a	AERO	1190	80	910-620	1040-1330 d.C.	
TORVA-2	4b	TORVA-2	3450	60	3450-3200	1500-1250 a.C.	Rodríguez Polo <i>et al.</i>
TORVC-4	4c	TORVC-4	1590	60	1260-1000	680-950 d.C.	(2008)
ESCA	4d	ESCA	1250	70	930-660	1020-1290 d.C.	
La Algaida S5	5	La Algaida S5	1910	60	1046+85 <sup>c</sup>	904+85 d.C.	
La Algaida S3-4-5	5	La Algaida S3-4-5	1670	60	898+105 <sup>c</sup>	1052+105 d.C.	Gutiérrez-Mas <i>et al.</i>
La Algaida S3-3-4	5	La Algaida S3-3-4	1590	60	823+90 <sup>c</sup>	1127+90 d.C.	(2009)
VALS1_4.8	S-14	VALS1_4.8	2895	50	2800+122 <sup>d</sup>	973-729 a.C.	
VALS1_6	S-16	VALS1_6	2615	50	2478+172 <sup>d</sup>	702-357 a.C.	
VALS2_1	S-21	VALS2_1	675	40	447+121 <sup>d</sup>	1382-1624 d.C.	
VALS2_9.5	S-29	VALS2_9.5	1170	50	744+141 <sup>d</sup>	1065-1347 d.C.	Este trabajo
VALS3_2.5	S-32	VALS3_2.5	6140	60	6699+175 <sup>d</sup>	4925-4575 a.C.	
VALS4_2.5	S-42	VALS4_2.5	2270	40	2005+132 <sup>d</sup>	188 a.C.-77 d.C.	
VALS4_4	S-44	VALS4_4	2995	45	2887+138 <sup>d</sup>	1076-799 a.C.	

<sup>a</sup> Efecto reservorio corregido (-440+85 años BP).

<sup>b</sup> Calibrado con el programa CALIB 4.2 (Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 1998).

<sup>c</sup> Calibrado con el programa CALIB 5.01 (Hughen *et al.*, 2004). Efecto reservorio corregido (304+70 entre 1700 y 1000 años, y 114+90 para < 1000 años; Monge Soares, 1993; Reimer *et al.*, 2002; Morales *et al.*, 2008).

<sup>d</sup> Calibrado según la curva INTCAL04 al 95%. Efecto reservorio corregido (-108+31; Martins y Monge Soares, 2013).

La unidad basal (3) se interpreta como debida a la migración de bancos arenosos en un canal estuarino. Las edades obtenidas en las dos muestras de esta unidad son muy próximas entre sí, de modo que los errores de una y otra prácticamente se solapan, por lo que a efectos prácticos pueden considerarse como coetáneas. La unidad intermedia (2) se interpreta como un depósito de marisma intermareal. La unidad superior (1) se interpreta como un nivel de marisma vegetada, en vías de colmatación, correspondiente al ambiente actual en el que se realizó el sondeo.

Sondeo S-2. Coordenadas UTM: X= 74875; Y= 404760.

– Facies 1: arenas finas de color marrón claro con restos de conchas, aunque no

muy abundantes. En la base se observa un aumento del tamaño de grano que actúa como transición hacia la facies 2.

– Facies 2: arenas finas de color grisáceo. No se observan restos de organismos.

– Facies 3: arenas finas de color amarillo. No se observan restos de organismos.

– Facies 4: arenas finas con restos de conchas, similares a las de la facies 1. Secuencia granodecreciente a techo.

– Facies 5: arenas con abundantes fragmentos milimétricos de macrofauna.

La unidad basal (2) se interpreta como un típico depósito de playa, mientras que la unidad media-superior (1) se interpreta como un

depósito eólico asociado a cuerpos dunares móviles.

Sondeo S-3. Coordenadas UTM: X= 74920; Y= 404980. Los primeros 80 cm del sondeo están formados por rellenos antrópicos. Facies identificadas:

- Facies 1: arenas finas de color marrón claro sin restos de organismos.
- Facies 2: arenas gruesas con abundantes restos de macrofauna fracturados.
- Facies 3: arenas de color amarillo con restos de cochas.

El contacto entre las facies 1 y 2 es brusco y está representado por la ausencia (facies 1) y presencia (facies 2) de restos de organismos. El contacto entre la facies 1 y 3 es transicional, caracterizado por una secuencia granodecreciente de unos 3 cm de espesor. Se interpreta una transición entre un nivel de playa basal y un depósito eólico dunar superior (facies 1), interrumpido por dos episodios energéticos, muy probablemente correspondientes a abanicos de desbordamiento o de derrame (*overwash deposits*). La datación obtenida proporciona una edad muy elevada, anterior al máximo eustático Holoceno (Zazo *et al.*, 2008), por lo que creemos que se trata de un resultado erróneo.

Los sondeos S-2 y S-3 fueron tomados cerca de los sondeos PAR2-98 y WA-98 respectivamente, descritos por Luque (2002). Las principales facies y unidades sedimentarias identificadas coinciden *grosso modo* con los tramos descritos por dicho autor.

Sondeo S-4. Coordenadas UTM: X= 74910; Y= 405250. Coincide aproximadamente con el emplazamiento de los sondeos CIS-98 (4,60 m de profundidad) y TOR-98 (2,42 m de profundidad) estudiados por Luque (2002).

- Facies 1: arenas marrones con restos de raíces y bajo contenido en agua. Suelo actual.
- Facies 2: arenas finas amarillentas con abundantes restos de bivalvos y gasterópodos marinos, entre otros bioclastos.

- Facies 3: arcillas grises con restos de materia orgánica de origen vegetal y conchas de foraminíferos.
- Facies 4: arcillas limosas con restos orgánicos y carbones.

Las facies 2, 3 y 4 corresponden con tramos descritos por Luque (2002) para los sondeos CIS-98 y TOR-98, si bien las profundidades no coinciden exactamente. Se interpretan (unidad 2) como un ambiente de marisma, ya sea llanura mareal (facies 3) o bien una marisma intermareal con posible influencia fluvial (facies 4). Los depósitos arenosos superiores (unidad 1) se interpretan como un sistema de barrera arenosa, formado por un depósito de playa (facies 2) y una acumulación dunar superior (facies 1).

#### 4.2. Evolución costera hasta el cambio de era

La exposición que sigue recopila información derivada de numerosos trabajos previos, a la vez que incorpora datos nuevos. Los autores hemos preferido mostrar los resultados desde un punto de vista cronológico-histórico ya que consideramos que resulta más sencillo analizar los distintos indicadores de cada uno de los eventos por separado, teniendo en cuenta la paleogeografía de cada momento, los datos existentes y nuestras aportaciones en cada caso. Este tipo de exposición, no obstante, obliga a realizar consideraciones e interpretaciones a la vez que se comparan los datos obtenidos con otros publicados previamente. El apartado se ha dividido cronológicamente en dos grandes etapas históricas, una previa al cambio de era (entre 7000 y 2000 BP) y otra posterior (de 2000 BP a la actualidad).

El reconocimiento de eventos de alta energía en espacios costeros, como el de la bahía de Cádiz, es una labor ardua. De una parte, las marismas históricamente han sido intensamente antropizadas para adaptarlas, principalmente, al uso salinero, roturándose sobre ellas canales y esteros hasta un altísimo nivel de ocupación del territorio. De otra, la zona de litoral expuesto en general, y de manera

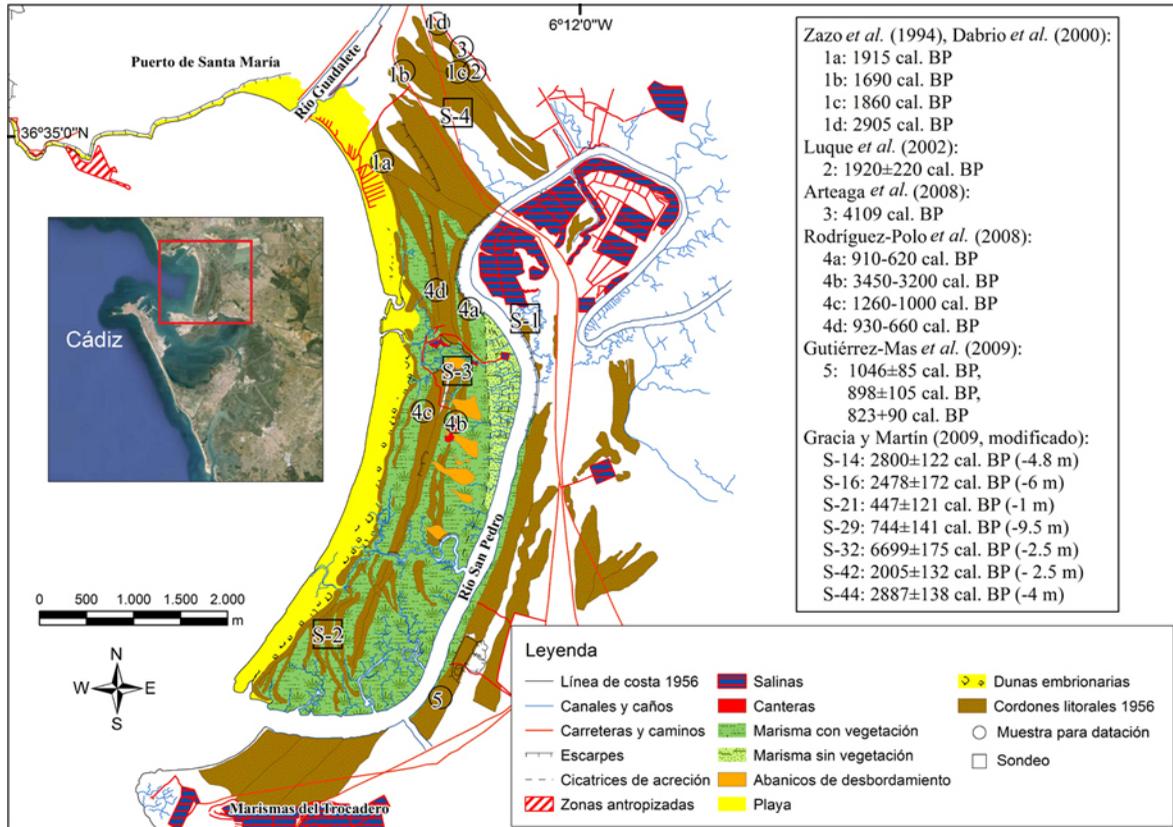


Figura 2. Mapa geomorfológico de la flecha-barrera de Valdelagrana (modificado de Rodríguez-Polo et al., 2009), con localización de muestras tomadas y datadas por diversos autores.

Figure 2. Geomorphological map of Valdelagrana spit-barrier (modified from Rodríguez-Polo et al., 2009), with location of samples taken and dated by different authors.

especial aquellas zonas menos protegidas por barreras o arrecifes costeros, han estado sometidas históricamente a un constante proceso erosivo que ha afectado a estructuras enclavadas en el litoral. Algunas de ellas hoy día se localizan en ambiente sumergido como, por ejemplo, los restos del acueducto romano y la calzada que a través de San Fernando llegaban a Gades (Cádiz), o el propio camino construido a principios del siglo XVIII en este mismo lugar, arruinado y reconstruido con un trazado diferente a consecuencia de los efectos del tsunami asociado al terremoto de Lisboa de 1755. Localizar, caracterizar y datar el efecto de estos eventos es muy complejo, ya que las huellas dejadas por los más antiguos se ven sepultadas o borradas por los

más recientes, si no desdibujadas por efecto de la mano del hombre en un proceso de roturación de salinas que se remonta hasta la antigüedad (Alonso et al., 2003a).

De toda la bahía, la flecha-barrera de Valdelagrana es el lugar donde se ha podido identificar hasta el momento un mayor número de registros gracias a su extensión, escasa antropización y nivel de exposición, si bien la escasa potencia de los cordones que la conforman ha favorecido la contaminación y alteración de las unidades por efecto de arrastre del oleaje, ofreciendo en ocasiones dataciones contradictorias. El estudio morfológico de su estructura y el análisis cronoestratigráfico de los registros obtenidos por diferentes au-

tores, permiten obtener un modelo evolutivo claramente afectado por los eventos marinos de alta energía.

La morfología en planta de la flecha-barrera de Valdelagrana corresponde a una playa en *log-spiral*, generada por una deriva litoral dominante hacia el Sur (Figura 2). Su formación es posterior al máximo eustático Holoceno y en ella se distinguen más de 20 cordones litorales individuales (Rodríguez-Polo, 2009), que pueden ser agrupados en tres grandes episodios, dentro de cada uno de los cuales los cordones mantienen una disposición básicamente paralela. La figura 2 muestra una cartografía de los cordones identificados en Valdelagrana, así como la localización de las muestras datadas por diversos autores en trabajos previos.

Según Zazo *et al.* (2008), el ascenso postglaciar del nivel del mar ocurrió en el sur de España en dos fases: una primera etapa de rápida subida hasta 6500 cal BP, y una fase posterior de deceleración o casi estabilidad, con oscilaciones menores de carácter métrico. Asociados a ellos se generaron seis eventos progradantes de cordones litorales (Zazo, 2006; Zazo *et al.*, 2008): H<sub>1</sub> (7400-6000 años BP); H<sub>2</sub> (5400-4200 años BP); H<sub>3</sub> (4000-3000 años BP); H<sub>4</sub> (2700-1900 años BP); H<sub>5</sub> (1900-1300 años BP) y H<sub>6</sub> (últimos 500 años). Según Goy *et al.* (2003) cada unidad H experimentó progradación durante fases de subida del nivel del mar, mientras que los surcos que separan unas unidades de otras se formaron durante etapas de nivel del mar bajo, correspondientes a eventos Bond, asociados a episodios climáticos fríos (Zazo *et al.*, 2008). En el sistema de cordones litorales de Doñana se identifican únicamente cuatro unidades (Zazo *et al.*, 1994, 1996; Rodríguez Ramírez *et al.*, 1996; Rodríguez Vidal *et al.*, 2014): H<sub>1</sub> (6900-4500 años BP); H<sub>2</sub> (4200-2600 años BP); H<sub>3</sub> (2300-1100 años BP) y H<sub>4</sub> (últimos 1000 años). Parece evidente que el número de episodios progradantes registrados y sus edades varían de unos sistemas sedimentarios costeros a otros dentro del propio golfo de Cádiz. Las tres agrupaciones de cordones

litorales de Valdelagrana podrían ser equivalentes a los episodios H<sub>2</sub> a H<sub>4</sub> de Zazo *et al.* (1994); no obstante, a lo largo del presente apartado se matizarán sus edades, desarrollo y posibles equivalencias.

Si bien hasta el presente se admite que las fases más antiguas (equivalentes a los episodios H<sub>1</sub> y H<sub>2</sub> de Zazo *et al.*, 2008) no están presentes en la bahía gaditana (Dabrio *et al.*, 2000), existen depósitos antiguos al este de Valdelagrana que podrían corresponderse con restos de la primera de estas unidades. Unos en el sector norte (6680 BP.), a -3 m bajo la marisma (Dabrio *et al.*, 2000: Tabla 1, muestra PSM102/18), y otros al sur, con edad 6170 BP y cota de -3,80 m (Dabrio *et al.*, 2000: Tabla 1, muestra PSM 110/1). Son difíciles de reconocer en superficie debido, posiblemente, a la erosión provocada por la migración E-W del curso del Guadalete y la posterior fosilización por sedimentos arcillosos de marisma. De esta misma época, en el tramo norte de la bahía intermedia, al sur de Puerto Real (El Retamar), encontramos antiguos depósitos de terrazas y playas marinas y un potente depósito dunar de levante ocupado por comunidades humanas desde inicios del Neolítico (datado en cal. 6967+207 BP/4810-5225 a.C.; Stipp y Timers, 2002). La ocupación de estos espacios litorales por el ser humano, incluida la comunicación entre los islotes emergidos, está constatada igualmente en otros lugares, como El Estanquillo (Ramos, 1993), o el denominado Poblado del Campo de Hockey (Vijande, 2009), ambos en San Fernando, así como el yacimiento de La Mesa (Ramos *et al.*, 1999) y el de la Esparragosa (Pérez *et al.*, 2005), ambos en Chiclana. Este proceso tuvo su continuidad durante el V-IV milenio BP.

Tras un leve episodio de subida del nivel del mar, y/o cambio en la dirección de propagación del oleaje, en el que se formarían estas estructuras litorales y las primeras unidades H<sub>1</sub>, hacia el 4400-2700 BP hubo un *gap* tras el cual se inició la formación de la unidad H<sub>2</sub> (Zazo *et al.*, 1996), asociada a la cual se constata un notable desarrollo de las marismas inter y supramareales (Dabrio *et al.*,

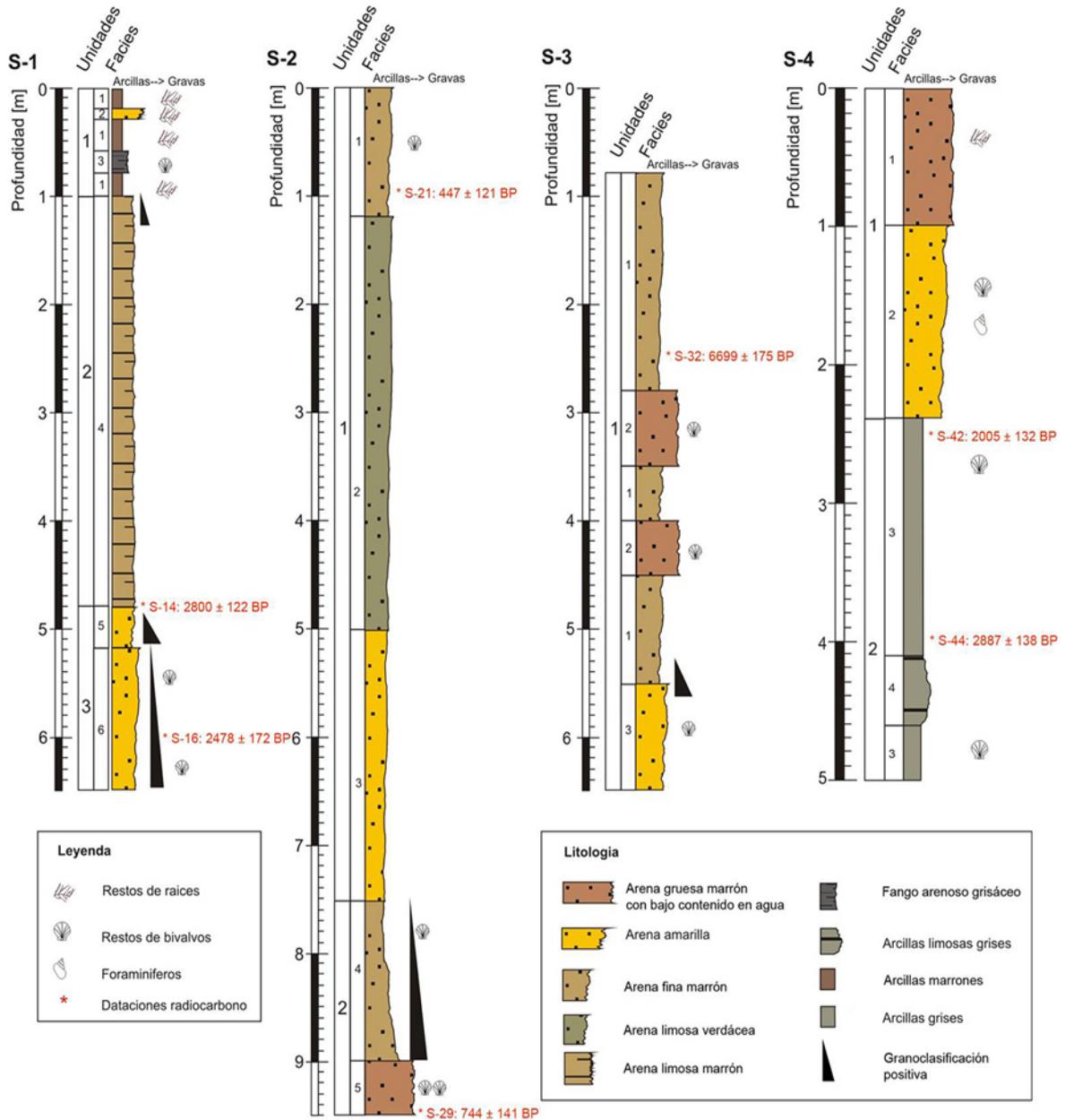


Figura 3. Columnas estratigráficas de los sondeos realizados en la flecha-barrera de Valdela-grana. Localización en Figura 2.  
 Figure 3. Stratigraphical sections of drills made on the Valdela-grana spit-barrier. Location in Figure 2.

2000: Tabla 1, muestras PSM 107 a 109). Las dataciones más antiguas obtenidas para  $H_2$  arrojan una edad de 3770 años BP (Arteaga *et al.*, 2008), confirmada por la presencia de un asentamiento humano de la Edad del Bronce que lo fosiliza (Gómez Ponce *et al.*,

1997) (Figura 4A). Dataciones realizadas por Zazo *et al.* (1996) y Dabrio *et al.* (2000) dan fechas más jóvenes (Figura 2), muy probablemente debido a contaminaciones ligadas a eventos energéticos marinos posteriores, un problema frecuente en costas bajas.

En el sector central de H<sub>2</sub> se puede reconocer una ruptura de gran amplitud que, por la morfología que presenta, con ganchos hacia el interior claramente reconocibles en los extremos (al NE del Sondeo S-1, Figura 2), debe de tener su origen en el impacto de uno o varios episodios marinos de alta energía (Lario *et al.*, 1995; Dabrio *et al.*, 2000), que tuvieron como consecuencia la captura del cauce fluvial que circulaba a resguardo de H<sub>2</sub> (Figura 4B). En cuanto a la naturaleza y momento exacto de este proceso, no disponemos de datos determinantes. Por un lado, la amplitud geográfica de un fenómeno de estas mismas características y cronología, que ha dejado depósitos estudiados por diferentes autores en varios puntos del golfo de Cádiz (Lario *et al.*, 1995, 2002; Cáceres *et al.*, 2006; Ruiz *et al.*, 2008), permitiría apuntar un origen tsunamigénico para este evento, cuya edad se situaría entre 2700 y 2300 BP. Por otro lado, algunos estudios paleoclimáticos señalan que entre 2760 y 2560 BP tuvo lugar un periodo de gran actividad atmosférica en latitudes medias del Atlántico Norte, con la generación de importantes temporales marítimos caracterizados por fuertes vientos e intensas precipitaciones en el sur y centro de Europa, cubriendo la zona de estudio (Martín Puertas *et al.*, 2012), a los que cabe asociar oleajes muy energéticos. En ese caso no se trataría de un evento aislado, sino de un conjunto de eventos energéticos de origen atmosférico actuando con alta frecuencia en un tiempo relativamente corto. En ese sentido, el análisis de los efectos actuales de temporales marítimos en las costas del golfo de Cádiz ha demostrado que los daños son mayores cuando inciden grupos de temporales de intensidad mediana que cuando incide un único temporal de gran energía (Ferreira, 2005). En definitiva, aunque en la figura 4B se ha interpretado la ruptura del cordón H<sub>2</sub> como debida a un tsunami, no habría que descartar que el origen del evento fuera meteorológico, a la espera de más datos que confirmen o maten estas hipótesis.

Más al norte, junto a la salina de la Tapa, a resguardo de H<sub>2</sub> (Figuras 1 y 2) se reconoce con claridad una serie de abanicos de desborda-

miento o *washover fans* (Luque *et al.*, 2002) cuya datación arroja una cronología algo posterior, entre 2300 y 2200 BP. Se trataría de un evento energético posterior a los citados en el párrafo anterior, que debió generar olas de más de 2 m y que ocurrió a inicios de la formación de la siguiente unidad, H<sub>3</sub> (entre 2300 y 1800 BP). La datación AMS de un fragmento de concha en la base del depósito, ofrece una fecha calibrada para dicho depósito arenoso de 1910 BP, por lo que se podría poner en relación con distintos eventos tsunamigénicos históricos identificados para esta época: unos hacia el 218 y 210 a.C., otro durante el 60 a.C. (Luque, 2008), o incluso posteriores, cuya huella está empezando a documentarse en diferentes puntos del golfo de Cádiz (Alonso *et al.*, 2003b, 2007), como veremos en el siguiente apartado.

El sondeo S-4, realizado al norte de Valdelagrana, sobre la unión entre H<sub>2</sub> y H<sub>3</sub> (Figuras 2 y 3) nos ha permitido reconocer hacia 2005 BP el desarrollo de un cordón litoral que progradaba desde el oeste (H<sub>3</sub>) con una tasa de sedimentación lenta (0,2-1,5 m/año). En este momento, la desembocadura del río Guadalete debió estar emplazada al sur de Valdelagrana (al oeste de Puerto Real) tal y como se deduce de la distribución de cordones litorales históricos que se conservan en el entorno del río San Pedro. Por sus dimensiones, morfología y localización, el actual caño del río San Pedro y el caño del Trocadero son canales de clara herencia fluvial. Los grandes surcos longitudinales que se reconocen entre los cordones históricos en la zona interna de la flecha-barrera de Valdelagrana, así como la frecuente aparición de niveles de gravas fluviales en las excavaciones urbanas de la zona, indican que en un momento determinado de su historia el canal principal del río Guadalete circuló hacia el Sur por estos sectores (Figura 4C). Cabe deducir, por tanto, la existencia de una desembocadura de tipo deltaico, ubicada algo más al sur que la actual localización del río San Pedro. Las playas se extendían hasta los alrededores de Puerto Real. La hipótesis de que la desembocadura del río Guadalete debió de estar activa en

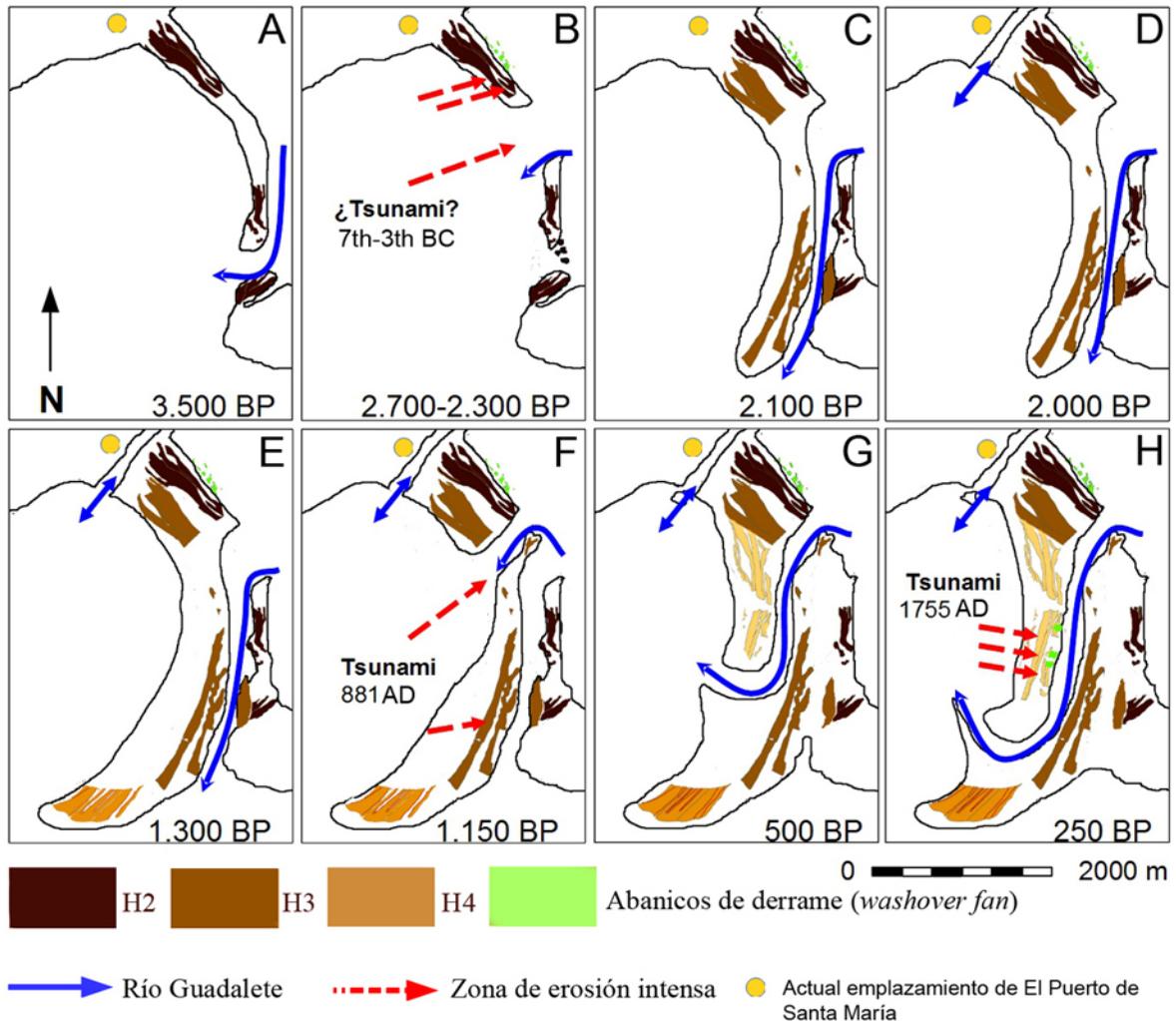


Figura 4. Principales hitos en la evolución geomorfológica de la flecha-barrera de Valdelagrana.

Figure 4. Main landmarks in the geomorphological evolution of Valdelagrana spit-barrier.

las proximidades de Puerto Real durante el cambio de era parece confirmada por distintos indicadores geoarqueológicos (Gracia *et al.*, 1999), como la recuperación en sondeos geotécnicos de restos cerámicos asociados a contexto de canal (Arteaga *et al.*, 2008: Figura 7 y sondeo 283); la existencia en la costa occidental de Puerto Real de una extensa zona dunar sobre la que se construyó un complejo alfarero (y posiblemente salazonero) de producción de ánforas (Alfar de Gallinero), activo hacia el primer cuarto del siglo I; o la identificación de niveles de playa conteniendo mate-

riales cerámicos romanos más al oeste de esa misma costa de Puerto Real.

Entre los siglos III a.C. y II d.C. la bahía gaditana alcanzó cotas de ocupación humana no conocidas previamente y se produjo el primer gran florecimiento urbano de la zona. Se construyeron embarcaderos, presas, acueductos, calzadas, etc. Se roturaron nuevos espacios agrícolas y talaron bosques para atender la demanda de una floreciente industria alfarera y de construcción naval. Y se construyó el *Portus Gaditanus* de Balbo. Todo ello debió te-

ner sin duda una fuerte repercusión sobre el proceso de aterramiento de los fondos de la bahía y el desarrollo de marismas emergidas. Entre la época fenicia y el siglo II d.C., en el sector central de la bahía, entre San Fernando y Cádiz, se produjo la fundación, abandono y traslado de centros de producción de ánforas (por lo general asentados junto a zonas de fácil navegabilidad para la salida de sus productos) hacia el norte, asociado posiblemente a la colmatación, cegamiento y uso salinero de parte de estos espacios mareales (Alonso *et al.*, 2003a y 2004b).

#### 4.3. Evolución costera desde el cambio de era hasta la actualidad

En torno al cambio de era, la necesidad de controlar y favorecer la salida de productos comerciales de la cuenca del Guadalete hacia el mar, y de resolver posibles problemas de cegamiento en su desembocadura, hasta entonces localizada junto a Puerto Real, debió influir en la búsqueda de alternativas a la navegación. Es posiblemente en este momento cuando se abrió artificialmente el canal por el que actualmente desemboca el río Guadalete, a la altura de El Puerto de Santa María, hipótesis que ya planteamos con anterioridad (Gracia y Alonso, 2009) y que, recientemente, ha sido desarrollada por otros autores (López Amador y Pérez, 2013) en base a criterios similares de índole geoarqueológica y documental. Se podrían aducir causas erosivas para la formación de este canal norte; por ejemplo, una avenida por parte del río, el efecto de un conjunto de temporales marítimos de gran intensidad, o la actuación de un tsunami de los varios que históricamente afectaron a la zona. Sin embargo, su peculiar morfología de canal cortando transversalmente todo el conjunto de cordones arenosos holocenos e históricos del actual Coto de la Isleta-La Tapa (El Puerto de Santa María, Figura 1), su longitud aproximada de 2 km y el trazado muy rectilíneo que presenta, hacen difícil imaginar que un proceso natural pueda generar una morfología similar. En este momento, el conjunto dunar de San Antón-Rota queda definitivamente

desconectado de su fuente natural de aportes sedimentarios, como era la flecha-barrera de Valdelagrana (Figura 4D). Pensamos por todo ello que su origen se encuentra asociado más bien a la necesidad humana de conectar el mar con uno de los brazos mareales del estuario del Guadalete. Desde entonces, y a lo largo de toda la historia, han sido constantes las obras y proyectos realizados para evitar la natural tendencia de cegamiento sedimentario de esta desembocadura.

Así pues, a partir de entonces (siglo I d.C.), el Guadalete vertió al mar a través de una doble desembocadura: una por El Puerto de Santa María, más activa y asociada al control fiscal del tráfico de mercancías; la otra por el sur, al oeste del actual Puerto Real, cada vez más colmatada aunque utilizada por los vecinos de la comarca de Jerez y la cuenca media del Guadalete hasta el siglo XVIII, para dar salida al mar evitando el control fiscal de sus productos que se ejercía desde El Puerto de Santa María (López Amador y Pérez, 2013). Como consecuencia de esta intervención, los aportes sedimentarios del río pasaron a alimentar el frente litoral de este sistema de cordones (Figura 4E), favoreciendo una progradación muy rápida (más de 1000 m en tan sólo unos 800 años) y una tasa de sedimentación que pasó de 1,5 a 8 m/año (obtenida esta última para un momento posterior en H<sub>4</sub> por Lario, 1996). El nuevo brazo norte recién abierto comenzó a recibir sedimentos del río Guadalete, y dio lugar a un conjunto de formas arenosas de desembocadura como flechas laterales cuspidas y una barra central, tal y como aparece plasmado en distintas cartografías históricas de los siglos XVII y XVIII.

Más escasos son los datos de que disponemos en este sentido entre el siglo I y el inicio de la Edad Media, si bien recientes indicadores geoarqueológicos y la amplitud de la distribución geográfica de los mismos inducen a pensar que también durante la época imperial romana temporales y tsunamis afectaron a las costas del golfo de Cádiz, con diferentes repercusiones socio-económicas en función de la morfología de cada zona del litoral. Es-

tos eventos no están hasta el momento suficientemente estudiados, a pesar de estar ampliamente documentados para diferentes momentos históricos (Luque, 2008). No obstante, en la ensenada de Bolonia, próxima al estrecho de Gibraltar, el estudio de la zona de contacto entre la ciudad romana de *Baelo Claudia* y el mar con el fin de conocer la existencia de posibles estructuras portuarias, permitió constatar el arrasamiento que sufrió todo el sector costero al sureste de la ciudad por efecto de, al menos, un evento marino de alta energía. El análisis de los materiales sedimentarios y arqueológicos asociados a las estructuras arrasadas (desde los embarcaderos y la rampa portuaria, hasta parte de una factoría de salazones) fecha este proceso destructivo hacia la segunda mitad del siglo II (2200-1850 BP, Alonso *et al.*, 2003b), poniéndolo quizás en relación con un evento datado hacia el año 50-60 d.C. documentado en la cercana bahía de Algeciras (Arteaga y González, 2004). Consecuencia de este evento destructivo fue el abandono de todo el sector industrial del sureste de *Baelo* hacia la segunda mitad del siglo II d.C. (Bernal *et al.*, 2007).

Recientemente, las excavaciones realizadas en el Patio de Armas del Alcázar de Sevilla, antiguo barrio portuario de la romana *Hispalis*, han puesto de manifiesto la presencia de un depósito marino de alta energía que afectó a esta zona baja de la ciudad. El evento ha podido ser datado arqueológicamente hacia finales del siglo II, si bien las edades de radio-carbono se adentran en el siglo III (información facilitada por el director de la Intervención, Prof. Miguel Ángel Rodríguez Tabales, a quien agradecemos su colaboración. Datos actualmente en proceso de estudio).

Por la amplitud geográfica de los registros podemos pensar en un posible origen sísmico para estos eventos, cuyo impacto pudo ser especialmente catastrófico para un sector económico costero basado en la explotación de recursos pesqueros. Ello justificaría el cese de actividad hacia mediados del siglo II en la casi totalidad de las factorías salazoneras emplazadas en el litoral expuesto del litoral

del golfo de Cádiz, frente a las emplazadas en zonas restringidas (estuarios, bahías y ensenadas) que continuaron su actividad en fechas posteriores (Lagóstena, 2001; Vidal y Campos, 2008). Un efecto similar, bien conocido por las crónicas de la época, se produjo asociado al tsunami de 1755 (Martínez Solares, 2001) arrasando estas costas y sus pesquerías, si bien en el siglo II las posibilidades de recuperación fueron escasas debido a la gran crisis económica que asoló esta zona de la Bética occidental romana por el cese de actividad del hasta entonces importante sector minero (Chic, 2005).

El emplazamiento actual en la zona intermareal de los restos del acueducto que en época romana abastecía la ciudad de *Gades* (Cádiz), que debió discurrir junto a la calzada hoy desaparecida (Figura 5), indica que durante esta etapa de la antigüedad el istmo entre San Fernando y Cádiz tenía mayor anchura. La línea de costa se localizaría más hacia el oeste, apoyándose sobre la amplia plataforma rocosa costera que se extiende varios cientos de metros hacia el mar (Gracia *et al.*, 1999), si bien no tenemos indicadores que permitan cuantificar con precisión su anchura y el momento aproximado en el que se produjo el retroceso costero pues, la destrucción de las estructuras localizadas (factorías de salazones, acueducto, calzada y santuario de Hércules, emplazado este último en la zona de Sancti Petri), puede asociarse tanto al efecto de eventos energéticos de época romana (fecha de las estructuras documentadas más antiguas) como posteriores.

En el 881 d. C. según crónicas de la época se produjo en el golfo de Cádiz un devastador tsunami con grandes repercusiones sobre su litoral (Galbis, 1932). Los registros sedimentarios obtenidos recientemente en la zona sumergida próxima al noroeste de Cádiz y en el extremo sur del cordón H<sub>3</sub> (Gutiérrez-Mas *et al.*, 2009a y b, Gutiérrez-Mas, 2011), han permitido identificar diferentes depósitos de alta energía datados entre 1200 y 700 BP. Su posición y distribución por el cordón (Figura 2) permiten afirmar que, con anterioridad a esta



Figura 5. Localización de daños y efectos costeros ligados a eventos energéticos marinos históricos en la bahía de Cádiz.  
 Figure 5. Location of damages and coastal effects linked to historical marine energetic events on the Bay of Cádiz.

fecha, el actual río San Pedro nunca estuvo emplazado al oeste de  $H_3$ , ya que de lo contrario estos depósitos habrían sido capturados por el canal mareal, como sucediera posteriormente en el caso del tsunami de 1755. Estos nuevos eventos volvieron a afectar al sector central de  $H_3$ , capturando y haciendo migrar definitivamente la desembocadura sur del Guadalete hacia la nueva zona de rotura (Figura 4F). La migración del ramal meridional del río Guadalete hacia el sur permitiría, posteriormente, el desarrollo de las primeras unidades de  $H_4$ , erosionando los restos de los antiguos cordones litorales romano-medievales de  $H_3$ , ahora en la margen izquierda del río, conforme el canal migraba (Figura 4G). El sondeo S-2 (Figura 2), ubicado sobre el sector sur de la misma unidad progradante  $H_3$ , contiene niveles de alta energía datados en 745 años BP, cuya génesis puede ponerse en relación con otro tsunami acaecido en el año 1033 se-

gún el catálogo sísmico, al que se deben asociar igualmente los depósitos estudiados por otros autores (Gutiérrez-Mas *et al.*, 2009a), tanto en ambiente subaéreo, en este mismo sector de  $H_3$ , como sumergido (Figura 4G).

En la primera mitad del siglo XVIII, en un intento por aumentar el calado del estuario norte del Guadalete para mejorar su navegabilidad (López Amador y Pérez, 2013), se realizó una corta a raíz de la cual la desembocadura meridional quedó ya definitivamente desconectada de la cuenca del Guadalete. La antigua desembocadura sur pasó a convertirse en un canal sólo afectado por las mareas (río San Pedro), reduciéndose al mínimo su capacidad de migración lateral.

El siguiente evento catastrófico de origen tsunamigénico que afectó este litoral fue el asociado al terremoto de Lisboa de 1755,

ampliamente estudiado y documentado por muchos investigadores (Campos, 1992; Baptista *et al.*, 1998; Dabrio *et al.*, 1998; Hindson y Andrade, 1999; Martínez Solares, 2001; Luque *et al.*, 2001, 2004; Alonso *et al.*, 2004a; Whelan y Kelletat, 2005; Gracia *et al.*, 2006; Abrantes *et al.*, 2008; Blanc, 2008; Morales *et al.*, 2008; Rodríguez-Vidal *et al.*, 2011; Cúven *et al.*, 2013, entre otros). De este evento hemos podido identificar depósitos, tanto en las marismas de la Bahía (Valdelagrana, Torregorda, Camposoto y Punta del Boquerón), como en la propia ciudad de Cádiz (barrio de La Laguna), con motivo de las obras del soterramiento de las vías del tren (Figura 5). Su efecto fue devastador, arrasando y destruyendo buena parte de los pueblos y ciudades del golfo de Cádiz en la doble vertiente ibero-marroquí (véase una amplia recopilación en Martínez Solares, 2001, y sobre Marruecos en Blanc, 2009). El tsunami afectó a gran parte de la bahía y la ciudad de Cádiz, a su puerto y al entorno de San Fernando, destruyendo el camino del arrecife (construido en la primera mitad del siglo XVIII) y la mayor parte de las estructuras salineras y molinos de marea próximos a Santibáñez, río Arillo y Camposoto (Figura 5). En Valdelagrana, las olas del tsunami alcanzaron y destruyeron parte de los cordones formados desde la Edad Media, generando depósitos de desbordamiento (*washover fans*) claramente reconocibles en la zona central de los mismos (Figura 4H) (Dabrio *et al.*, 1998; Luque *et al.*, 1999).

Desde entonces y hasta mediados del siglo XX, un nuevo sistema de cordones progradantes se desarrolló en Valdelagrana delante de los anteriores, aunque la velocidad de progradación no ha sido tan alta como en épocas anteriores. En el último cuarto de siglo cabe destacar la construcción de dos largos diques en la desembocadura activa del río Guadalete, que han provocado un cambio en la forma de equilibrio en planta de la flecha-barrera, desencadenando erosión del extremo meridional y progradación del borde norte (Rodríguez-Polo *et al.*, 2010). En la última década parece haberse alcanzado un nuevo equilibrio dinámico.

## 5. Consideraciones finales

La evolución de la bahía de Cádiz durante los últimos 3.000 años se caracteriza por una alternancia de episodios sedimentarios progradantes, bien conservados en el sistema de flecha-barrera de Valdelagrana, y episodios breves de erosión muy intensa. Autores previos como Zazo *et al.* (2008) interpretan estos episodios de erosión como consecuencia de eventos Bond, de carácter frío, que habrían llevado asociados descensos del nivel del mar. No obstante, esta interpretación debería ser matizada. Por un lado, desde un punto de vista dinámico resulta difícil explicar episodios de interrupción de la progradación o incluso de erosión costera durante fases de descenso del nivel del mar, ya que un descenso eustático alejaría la profundidad de cierre de las playas de la línea de costa, aumentando por tanto la acomodación. Parecería más razonable pensar que, tal y como se ha registrado en el delta del Ebro (Somoza *et al.*, 1998), las etapas de progradación comenzaran una vez alcanzada la máxima altura del nivel del mar durante un hemicycle eustático, o mejor aún durante el posterior descenso eustático.

En el caso de Valdelagrana, los *gaps* entre grupos de cordones estuvieron asociados a eventos marinos de alta energía, capaces de transformar intensamente la morfología de la línea de costa. Cada evento energético supuso una interrupción de la tendencia progradante de la costa de Valdelagrana y el arrasamiento o excavación de cordones previos. Estos eventos llevaron en varias ocasiones a la captura del río Guadalete, que pasó a desarrollar nuevas desembocaduras sucesivas en lugares distintos a los existentes previamente. Cada evento estableció unas nuevas condiciones geométricas de contorno, provocando que el siguiente periodo progradante diera lugar a cordones con una orientación y geometría distintas a las anteriores. De todo ello cabe deducir que, al menos en Valdelagrana, los episodios progradantes tradicionalmente denominados H<sub>2</sub>, H<sub>3</sub> y H<sub>4</sub>, parecen ser consecuencia directa de la actuación de dos eventos muy energéticos de alcance regional, muy probablemente tsuna-

migénicos: uno entre  $H_2$  y  $H_3$ , hace unos 2700-2200 años (aunque en este caso no hay que descartar un aumento en la frecuencia e intensidad de los temporales marítimos atlánticos) y otro entre  $H_3$  y  $H_4$ , hace unos 1200-700 años. Cada uno de estos eventos interrumpió un episodio progradante y creó condiciones nuevas para el desarrollo del siguiente (cuya velocidad de progradación estaría ya condicionada por factores como los aportes sedimentarios, la frecuencia de temporales marítimos invernales o las tendencias eustáticas, generalmente leves, durante el Holoceno superior). Esta hipótesis quedaría confirmada si se detectara un gran evento energético entre el desarrollo de las unidades  $H_1$  y  $H_2$ , la primera no aflorante en la bahía de Cádiz. En ese sentido, la datación de niveles energéticos marinos y episodios de rotura de cordones litorales en las cercanas marismas de Doñana en 4500-4100 cal BP por diversos autores (Lario *et al.*, 1995; Ruiz *et al.*, 2005; Cáceres *et al.*, 2006), así como el reciente descubrimiento de depósitos costeros de alta energía de edad 4000 cal BP en las proximidades de Barbate, en la costa gaditana próxima al estrecho de Gibraltar (Koster y Reicherter, 2014), podrían confirmar este planteamiento. En cualquier caso, el hallazgo de eventos de esta antigüedad es muy difícil, ya que fueron afectados por todos los episodios energéticos posteriores, que pudieron borrarlos parcial o totalmente.

Fuera de Valdelagrana, es decir, lejos de la fuente principal de sedimentos a la bahía de Cádiz, los registros son muy escasos o inexistentes (Figura 5). A falta de analizar con mayor detalle los depósitos históricos de la flecha de la Punta del Boquerón, o de realizar más sondeos en las marismas de San Fernando-Chiclana, los únicos datos bien conocidos se refieren al evento más reciente, de 1755, cuyos efectos todavía se conservan en forma de daños sobre infraestructuras anteriores, romanas y medievales, así como depósitos de diverso tipo a lo largo del litoral entre Cádiz y Chiclana.

Algunas de las formas y depósitos identificados en este tramo sur se asocian claramente

a eventos muy energéticos, pero se desconoce su edad: antiguos abanicos de desbordamiento degradados al norte de la flecha de la Punta del Boquerón, salinas antiguas parcialmente destruidas, presencia de un gran bloque rocoso sobre la plataforma rocosa de Torregorda en San Fernando (Gracia *et al.*, 2006) similar a los observados en el Cabo de Trafalgar (Whelan y Kelletat, 2005), etc.

En cualquier caso, parece evidente que el tramo Cádiz-San Fernando-Chiclana ha experimentado un importante retroceso erosivo durante épocas históricas tal y como hemos apuntado e indican distintas fuentes históricas, arqueológicas y cartográficas (Bethencourt *et al.*, 2011), que habrá que analizar con más detalle bajo esta perspectiva. En ese sentido cabe destacar la aceleración del proceso erosivo costero al sur de San Fernando con posterioridad al evento de 1755, lo que ha dado lugar a una inflexión en el trazado de la línea de costa a la altura de Torregorda (ensenada de La Albufereta). A diferencia de Valdelagrana, entre los distintos eventos energéticos no se han producido aquí episodios progradantes, por lo que parece que los posibles registros sedimentarios del frente litoral se han perdido. La lejanía de las principales fuentes de aporte ha hecho que este tramo costero se encuentre en déficit sedimentario crónico, amortiguado localmente por la presencia de bajos rocosos cercanos a la costa, que disipan la energía del oleaje. En un futuro, aparte de continuar con el análisis geoarqueológico e histórico documental referente a esta zona, cabría la posibilidad de seguir investigando los rellenos sedimentarios de las marismas interiores entre San Fernando y Chiclana, si bien los intentos realizados hasta la fecha no han dado resultados significativos.

### Agradecimientos

Los autores queremos agradecer las minuciosas revisiones llevadas a cabo por los revisores y editores invitados, ya que han ayudado a mejorar la calidad final del artículo.

Agradecemos igualmente a J. Rodríguez Vidal sus orientaciones para la aplicación de la corrección por efecto reservorio a las edades de radiocarbono obtenidas. El presente trabajo es una aportación a los proyectos CGL2011-25438 (Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER) y P10-RNM-6547 (Junta de Andalucía), así como al Grupo RNM 328 del Plan Andaluz de Investigación.

## Referencias

- Abrantes, F.; Alt-Epping, U.; Lebreiro, S.; Voelker, A.; Schneider, R. (2008). Sedimentological record of tsunamis on shallow-shelf areas: The case of the 1969 AD and 1755 AD tsunamis on the Portuguese Shelf off Lisbon. *Marine Geology*, 249, 283-293.
- Alonso, C.; Gracia, F.J. (2004). La paleotopografía costera y el asentamiento de puertos, fondeaderos y zonas de producción del litoral gaditano durante la antigüedad. En: *Evolución paleoambiental de los puertos y fondeaderos antiguos en el Mediterráneo Occidental* (L. De María; R. Turchetti, eds.). Rubbettino, Roma, 167-195.
- Alonso, C.; Menanteau, L.; Navarro, M.; Mille, S.; Gracia, F.J. (2001). Antropización histórica de un espacio natural. Las salinas de la Bahía de Cádiz. *Boletín del Instituto Andaluz del Patrimonio Histórico*, 35, 172-185.
- Alonso, C.; Gracia, F.J.; Menanteau, L. (2003a). Las salinas de la Bahía de Cádiz durante la antigüedad: visión geoarqueológica de un problema histórico. *Spal*, 12, 317-332.
- Alonso, C.; Menanteau, L.; Ojeda Calvo, R.; Gracia, F.J. (2003b). Análisis geoarqueológico del sector meridional de *Baelo Claudia* (Tarifa, Cádiz). *Boletín del Instituto Andaluz del Patrimonio Histórico*, 43, 58-74.
- Alonso, C.; Gracia, F.J.; Anfuso, G.; Del Río, L.; Benavente, J.; Martínez, J.A. (2004a). Registro morfosedimentario de eventos históricos de alta energía en el litoral atlántico del Estrecho de Gibraltar (Trafalgar-Tarifa). En: *Contribuciones recientes sobre Geomorfología* (G. Benito; A. Díez Herrero, eds.). CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid, 263-271.
- Alonso, C.; Gracia, F.J.; Benavente, J. (2004b). Las marismas, alfares y salinas como indicadores para la restitución paleotopográfica de la Bahía de Cádiz durante la antigüedad. En: *XVI Encuentros de Historia y Arqueología: Las industrias alfareras y conserveras fenicio-púnicas de la Bahía de Cádiz*. Exmo. Ayto. de San Fernando, 263-287.
- Alonso, C.; Menanteau, L.; Gracia, F.J.; Ojeda, R. (2007). Geoarqueología y paleomorfología litoral de la ensenada de Bolonia: primeros resultados y nuevas propuestas. En: *Las "Cetariae" de "Baelo Claudia": avance de las investigaciones arqueológicas en el barrio meridional (2000-2004)* (A. Arévalo; D. Bernal, coords.). Serv. Publ. Univ. de Cádiz, Consejería de Cultura, Junta de Andalucía, 521-538.
- Alonso, C.; Gracia, F.J.; Benavente, J. (2009). Evolución histórica del sector meridional de la Bahía Interna de Cádiz. *RAMPAS*, 11, 13-37.
- Arteaga, C.; González, J.A. (2004). Presencia de materiales marinos y dunares sobre un alfar romano en la Bahía de Algeciras (Cádiz, España). En: *Contribuciones recientes sobre Geomorfología* (G. Benito; A. Díez Herrero, eds.). VIII Reun. Nac. Geomorfología, S.E.G.-C.S.I.C., Toledo, 393-400.
- Arteaga, O.; Schulz, H.; Roos, A.M. (2008). Geoarqueología dialéctica en la Bahía de Cádiz. *RAMPAS*, 10, 21-116.
- Baptista, M.A.; Heitor, S.; Miranda, J.M.; Miranda, P.; Mendes Victor, L. (1998). The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters. *Journal of Geodynamics*, 25 (2), 143-157.
- Benavente, J.; Gracia, F.J.; López-Aguayo, F. (2000). Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. *Marine Geology*, 167, 375-390.
- Benavente, J.; Del Río, L.; Gracia, F.J.; Martínez, J.A. (2006). Coastal flooding hazard related to storms in Valdelagrana spit (Cádiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research*, 26, 1061-1076.
- Bernal, D.; Arévalo, A.; Lorenzo, L.; Cánovas, A. (2007). Abandono en algunas *insulae* del barrio industrial a finales del siglo II D. C. En: *Las cetariae de Baelo Claudia. Avance de las investigaciones arqueológicas en el barrio meridional, 2000-2004*. (A. Arévalo; D. Bernal, eds.). Cádiz, 383-454.
- Bernal, D. (2008). Gades y su bahía en la Antigüedad. Reflexiones geoarqueológicas y asignaturas pendientes. *RAMPAS*, 10, 267-308.
- Bethencourt, M.; Gracia, F.J.; Del Río, L.; Benavente, J. (2011). Los restos de naufragios históricos como indicadores de paleolíneas de costa. El caso del Fougueux (Bahía de Cádiz). En: *Avances en Geomorfología Litoral* (I. Rodríguez; M.J. Sánchez, eds.). Tarragona, 47-50.

- Blanc, P.L. (2008). The tsunami in Cadiz on 1 November 1755: A critical analysis of reports by Antonio de Ulloa and by Louis Godin. *Comptes Rendus Geoscience*, 340, 251-261.
- Blanc, P.L. (2009). Earthquakes and tsunami in November 1755 in Morocco: a different reading of contemporaneous documentary sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 725-738.
- Cáceres L.M.; Rodríguez Vidal, J.; Ruiz, F.; Rodríguez Ramírez, A.; Abad, M. (2006). El registro geológico Holoceno como instrumento para establecer periodos de recurrencia de tsunamis. El caso de la costa de Huelva. En: *V Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Sevilla, 1-4.
- Campos, M.L. (1992). *El riesgo de tsunamis en España. Análisis y valoración geográfica*. IGN, Monografías 9, Madrid, 204 pp.
- Cuven, S.; Paris, R.; Falvard, S.; Miot-Noirault, E.; Benbakkar, M.; Schneider, J.L.; Billy, I. (2013). High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. *Marine Geology*, 337, 98-111.
- Chic, G. (2005). Marco Aurelio y Cómodo, el hundimiento de un sistema económico. *Annaeus: anales de la tradición romanística*, 2, 45-66.
- Dabrio, C.J.; Lario, J.; Goy, J.L.; Zazo, C. (1995). Holocene changing coastlines in the Guadalete estuary (Bay of Cádiz, Southern Spain). En: *Reunión Monográfica sobre el cambio de la costa: Los sistemas de rías*. Univ. de Vigo, Pontevedra, 1-6.
- Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Zazo, C. (1998). The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cádiz, southern Spain). *Geogaceta*, 23, 31-34.
- Dabrio, C.J.; Zazo, C.; Goy, J.L. (1999). El estuario del Guadalete. En: *Patrimonio Geológico de Andalucía* (Durán, J.J.; Nuche, R., eds.), Enresa, Madrid, 78-83.
- 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 Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology*, 162, 381-404.
- Del Río, L.; Plomaritis, T.A.; Benavente, J.; Valladares, M.; Ribera, P. (2012). Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cadiz coast. *Geomorphology*, 143-144, 13-23.
- Ferreira, O. (2005). Storm groups versus extreme single storms: predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research*, S.I. 42, 221-227.
- Galbis, R.J. (1932). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5ºE y 20ºW de Greenwich y los paralelos 45º y 25ºN*. Dirección General del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, Madrid, 807 pp.
- Gómez Ponce, C.; Borja, F.; Lagóstena, L.; López, J.J.; Ruiz, J.A.; Borja, C. (1997). Primeras fases de la evolución de la flecha litoral de Valdelagrana (El Puerto de Santa María, Cádiz). Datos arqueológicos. En: *Cuaternario ibérico* (J. Rodríguez Vidal, ed.). AEQUA, Huelva, 165-167.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodic sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, 251-368.
- Gracia, F.J.; Alonso, C. (2009). El cambiante paisaje de la bahía gaditana. En: *Cádiz de la Constitución de 1812* (J.M. Fernández-Palacios, ed.). Serie Agua, Territorio y Sociedad. Agencia Andaluza del Agua, Junta de Andalucía, Sevilla, 28-31.
- Gracia, F.J.; Alonso, C.; Gallardo, M.; Giles, F.; Rodríguez, J.; Benavente, J.; López-Aguayo, F. (1999). Aplicación de la geoarqueología al estudio de cambios costeros postflandrienses en la bahía de Cádiz. En: *Geoarqueología i Quaternari Litoral. Memorial M. P. Fumanal*, Valencia, 357-366.
- Gracia, F.J.; Alonso, C.; Anfuso, G.; Benavente, J.; Del Río, L.; Domínguez, L.; Martínez, J.A. (2005a). Chapter IV: Historical evolution and erosion problems in the Cádiz Coast. En: *Geomorphology of the South-Atlantic Spanish Coast* (F.J. Gracia, Coord.). 6<sup>th</sup> Int. Conf. on Geomorphology, Field trip guide A-4. Zaragoza, 40-58.
- Gracia, F.J.; Anfuso, G.; Benavente, J.; Del Río, L.; Domínguez, L.; Martínez, J.A. (2005b). Monitoring coastal erosion at different temporal scales on sandy beaches: application to the Spanish Gulf of Cádiz coast. En: *Coastal erosion* (J. Alcántara; J. Tena, eds.). Journal of Coastal Research, Spec. Iss. 49, 22-27.
- Gracia, F.J.; Alonso, C.; Benavente, J.; Anfuso, G.; Del Río, L. (2006). The different coastal records of the 1755 tsunami waves along the South-Atlantic Spanish coast. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. 146, 195-220.
- Gracia, F.J.; Rodríguez-Vidal, J.; Cáceres, L.M.; Belluomini, G.; Benavente, J.; Alonso, C. (2008). Diapiric uplift of an MIS 3 marine deposit in SW Spain: Implications for Late Pleistocene

- sea level reconstruction and palaeogeography of the Strait of Gibraltar. *Quaternary Science Reviews*, 27, 2219-2231.
- Gracia, F.J.; Alonso, C.; Giles, F.; Benavente, J.; Del Río, L. (2010). Evidencias del paso del río Guadalquivir por el interior de la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno Medio. En: *Cuaternario y Arqueología. Homenaje a Francisco Giles Pacheco*. Servicio de Publicaciones de la Diputación Provincial de Cádiz, 9-17.
- Gutiérrez-Mas, J.M. (2011). Glycymeris shell accumulations as indicators of recent sea-level changes and high-energy events in Cádiz Bay (SW Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 92, 546-554.
- Gutiérrez-Mas, J.M.; Mas, R. (2013). Record of very high energy events in Plio-Pleistocene marine deposits of the Gulf of Cádiz (SW Spain): facies and processes. *Facies*, 59, 679-701.
- Gutiérrez-Mas, J.M.; Juan, C.; Morales, J.A. (2009a). Evidence of high-energy events in shelly layers interbedded in coastal Holocene sands in Cádiz Bay (south-west Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 810-823.
- Gutiérrez-Mas, J. M.; López-Arroyo, J.; Morales, J. A. (2009b) Recent marine lithofacies in Cádiz Bay (SW Spain) Sequences, processes and control factors. *Sedimentary Geology*, 218, 31-47.
- Hindson, R.A.; Andrade, C. (1999). Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International*, 56, 27-38.
- Hughen, KA.; Lehman, S.; Southon, J.; Overpeck, J.; Marchal, O.; Herring, C.; Turnbull, J. (2004). 14C activity and global carbon cycle changes over the past 50 000 years. *Science*, 303(5655), 202-207.
- Koster, B.; Reicherter, K. (2014). Sedimentological and geophysical properties of a ca. 4000 year old tsunami deposit in southern Spain. *Sedimentary Geology*, 314, 1-16.
- Lagóstena, L. (2001). *La producción de salsas y conservas de pescado en la Hispania romana*. Col·lecció Instrumenta 11, Ed. Univ. de Barcelona, 503 pp.
- Lario, J. (1996). *Último y presente Interglacial en el área de conexión Atlántico — Mediterráneo: Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 269 pp.
- Lario, J.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Somoza, L.; Goy, J.L.; Bardají, T.; Silva, P.G. (1995). Record of Recent Holocene Sediment Input on Spit Bars and Deltas of South Spain. En: *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation* (B. Ocre, ed.). Journal of Coastal Research Spec. Iss. 17, 241-245.
- Lario, J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Borja, F.; Silva, P.G.; Sierra, F.; González, A.; Soler, V.; Yll, E. (2002). Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International*, 93-94, 171-176.
- Lario, J.; Luque, L.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Spencer, C.; Cabero, A.; Bardají, T.; Borja, F.; Dabrio, C.J.; Civis, J.; González-Delgado, J.; Borja, C.; Alonso-Azcárate, J. (2010). Tsunami vs. storm surge deposits: a review of the sedimentological and geomorphological records of extreme wave events (EWE) during the Holocene in the Gulf of Cadiz, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54 (3), 301-316.
- Lario, J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Silva, P.G.; Bardají, T.; Cabero, A.; Dabrio, C.J. (2011). Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International*, 242, 196-200.
- López Amador, J.J.; Pérez Fernández, E. (2013). *El puerto gaditano de Balbo*. El Puerto de Santa María, Cádiz. Ed. El Boletín, Cádiz, 222 pp.
- Luque, L. (2002). *Cambios en los paleoambientes costeros del sur de la Península Ibérica (España) durante el Holoceno*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 410 pp.
- Luque, L. (2008). El impacto de eventos catastróficos costeros en el litoral del Golfo de Cádiz. *RAMPAS*, 10, 131-153.
- Luque, L.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Civis, J.; Lario, J.; Gómez-Ponce, C. (1999). Los depósitos del tsunami de Lisboa de 1755. Su registro en la Bahía de Cádiz: Flecha de Valdelagrana (Spain). En: *Avances en el estudio del Cuaternario español* (L. Pallí; C. Roqué, eds.). Universitat de Girona. Girona, 63-66.
- Luque, L.; Lario, J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Silva, P.G. (2001). Tsunami deposits as paleoseismic indicators: examples from the Spanish coast. *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 197-212.
- Luque, L.; Lario, J.; Civis, J.; Silva, P.G.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J. (2002). Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cádiz, Spain. *Journal of Quaternary Sciences*, 17, 623-631.
- Luque, L.; Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Civis, J.; González-Hernández, F.M.; Silva, P.G.; Dabrio, C.J. (2004). El efecto del tsunami del año 1755 en el litoral de Conil de la Frontera (Cádiz). En: *Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre* (E. Baquedano; S. Rubio, eds.). Vol. I – Geolo-

- gía. Zona Arqueológica, 4. Alcalá de Henares, 73-82.
- Martín Puertas, C.; Matthes, K.; Brauer, A.; Muscheler, R.; Hansen, F.; Petrick, C.; Aldahan, A.; Possnert, G.; Geel, B. van (2012). Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geoscience*, 5, 397-401.
- Martínez Solares, J.M. (2001). *Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755)*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, 756 pp.
- Martínez del Pozo, J.A.; Anfuso, G.; Gracia, F.J. (2001). Recent evolution of a tidal delta in Cádiz Bay (SW Spain) due to human interventions. En: *Proceedings of MEDCOAST'01* (E. Özhan, ed.), Hammamet, Tunisia, Vol. 3, 1425-1433.
- Martins, J.M.M.; Monge Soares, A.M. (2013). Marine radiocarbon reservoir effect in Southern Atlantic Iberian coast. En: *Proceedings 21st International Radiocarbon Conference* (A.J.T. Jull; C. Hatté, eds.). Radiocarbon, 55 (2-3), 1123-1134.
- Mediavilla, R.; Antón-López, L.; Dabrio, C.J.; Perucha, M.A.; Santisteban, J.I.; Mediato, J.F.; Barnolas, A.; Llave, E. (2004). Distribución y características de los depósitos fluviales pleistocenos del subsuelo de la Bahía de Cádiz. *Geo-Temas*, 6(5), 203-206.
- Medina, F.; Mhammdi, N.; Chiguer, A.; Akil, M.; Jaaidi, E.B. (2011). The Rabat and Larache boulder fields; new examples of high-energy deposits related to storms and tsunami waves in north-western Morocco. *Natural Hazards*, 59, 725-747.
- Menanteau, L. (2008). Fisiografía y evolución histórica del entorno de San Fernando (Isla del León, Bahía de Cádiz). *RAMPAS*, 10, 465-487.
- Monge Soares, A.M. (1993). The  $^{14}\text{C}$  content of marine shells: evidence for variability in coastal upwelling off Portugal during the Holocene. En: *Proceedings Intern. Meeting on Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere*. IAEA, Vienna; pp. 471-485.
- Morales, J.A.; Borrego, J.; San Miguel, E.G.; López-González, N.; Carro, B. (2008). Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews*, 27, 734-746.
- Morales, J.A.; Gutiérrez-Mas, J.M.; Borrego, J.; Rodríguez-Ramírez, A. (2011). Sedimentary characteristics of the Holocene tsunamigenic deposits in the coastal systems of the Cadiz Gulf (Spain). En: *The tsunami threat – Research and Technology* (N.A. Morner, ed.). InTech, 237-258.
- Pérez, M.; Ramos, J.; Vijande, E.; Castañeda, V. (2005). Informe preliminar de la excavación arqueológica de urgencia en el asentamiento prehistórico de La Esparragosa (Chiclana de la Frontera). *Anuario Arqueológico de Andalucía, 2002*. Vol. 3, Tomo 1 (Actividades de Urgencia), 93-103.
- Ramos, J. (1993). *El hábitat prehistórico de "El Estanquillo" (San Fernando, Cádiz)*. Fundación Municipal de Cultura. Colección Temas Isleños. Ayto. de San Fernando, 157 pp.
- Ramos, J.; Montañés, M.; Pérez, M.; Castañeda, V.; Herrero, N.; Pantoja, M.E.; Cáceres, I. (1999). *Excavaciones arqueológicas en La Mesa (Chiclana de la Frontera, Cádiz)*. Aproximación al estudio del proceso histórico de su ocupación. *Campaña de 1998*. Serie Monográfica Arqueología en Chiclana de la Frontera, I. Ayto. de Chiclana de la Frontera, Fundación Viprem. Univ. de Cádiz, 315 pp.
- Reicherter, K.; Vonberg, D.; Koster, B.; Fernández-Steege, T.; Grützner, C.; Mathes-Schmidt, M. (2010). The sedimentary inventory of tsunamis along the southern Gulf of Cadiz (southwestern Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54 (3), 147-173.
- Reimer, P.J.; Hughen, K.A.; Guilderson, T.P.; McCormac, F.G.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Barratt, P.; Beck, J.W.; Brown, D.M.; Buck, C.E.; Damon, P.E.; Friedrich, M.; Kromer, B.; Ramsey, C.B.; Reimer, R.W.; Remmele, S.; Southon, J.R.; Stuiver, M.; Van der Plicht, J. (2002). Preliminary report of the first workshop of the IntCal04 Radiocarbon Calibration/Comparison Working Group. *Radiocarbon*, 44(3), 653-661.
- Rodríguez-Polo, S. (2009). *Estudio de geomorfología ambiental de la playa de Valdelagrana y Parque Metropolitano de Los Toruños. Implicaciones en la gestión*. Tesis de Máster, Universidad de Cádiz, 50 pp.
- Rodríguez-Polo, S.; Gracia, F.J.; Del Río, L. (2010). Retroceso costero en la flecha de Valdelagrana, El Puerto de Santa María (Cádiz). En: *Avances de la geomorfología en España 2008-2010* (X. Úbeda; D. Vericat; R. Batalla, eds.), Solsona, pp. 75-78.
- Rodríguez-Ramírez, A.; Rodríguez Vidal, J.; Cáceres, L.; Clemente, L.; Belluomini, G.; Manfra, I.; Improta, S.; De Andrés, J.R. (1996). Recent coastal evolution of the Doñana national park (SW Spain). *Quaternary Science Reviews*, 15, 803-809.

- Rodríguez-Ramírez, A.; Ruiz, F.; Cáceres, L.M.; Rodríguez-Vidal, J.; Pino, R.; Muñoz, J.M. (2008). Analysis of the recent storm record in the southwestern Spanish coast: implications for littoral management. *The Science of the Total Environment*, 303 (3), 189-201.
- Rodríguez-Vidal, J.; Ruiz, F.; Cáceres, L.M.; Abad, M.; Pozo, M.; Carretero, M.I. (2010). Holocene tsunami record in the Gulf of Cádiz. En: *Geoevents, Geological Heritage and the role of the IGCP* (M.A. Lamolda et al., eds.). European Regional Meeting of the IGCP, Caravaca de la Cruz, 178-179.
- Rodríguez-Vidal, J.; Ruiz, F.; Cáceres, L.M.; Abad, M.; González-Regalado, M.L.; Pozo, M.; Carretero, M.I.; Monge Soares, A.M.; Gómez Toscano, F. (2011). Geomarkers of the 218-209 BC Atlantic tsunami in the Roman *Lacus Ligustinus* (SW Spain): A palaeogeographical approach. *Quaternary International*, 242, 201-212.
- Rodríguez-Vidal, J.; Bardají, T.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Borja, F.; Dabrio, C.J.; Lario, J.; Cáceres, L.M.; Ruiz, F.; Abad, M. (2014). Coastal dunes and marshes in Doñana National Park. En: *Landscapes and Landforms of Spain* (F. Gutiérrez; M. Gutiérrez, eds.). World Geomorphological Landscapes Series. Springer, Dordrecht, 229-238.
- Ruiz, F.; Rodríguez-Ramírez, A.; Cáceres, L.; Rodríguez-Vidal, J.; Carretero, M.I.; Abad, M.; Olías, M.; Pozo, M. (2005). Evidence of high energy events in the geological records: Mid-Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (SW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229, 212-229.
- Ruiz, F.; Abad, M.; Rodríguez-Vidal, J.; Cáceres, L.M.; González-Regalado, M.L.; Carretero, M.I.; Pozo, M.; Gómez Toscano, F. (2008). The geological record of the oldest historical tsunamis in Southwestern Spain. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 114 (1), 145-154.
- Ruiz, F.; Rodríguez-Vidal, J.; Abad, M.; Cáceres, L.M.; Carretero, M.I.; Pozo, M.; Rodríguez-Llanes, J.M.; Gómez-Toscano, F.; Izquierdo, T.; Font, E.; Toscano, A. (2013). Sedimentological and geomorphological imprints of Holocene tsunamis in southwestern Spain: An approach to establish the recurrence period. *Geomorphology*, 203, 97-104.
- Ruiz Gil, J.A.; Giles, F.; López Amador, J.J.; Lagóstena, L. (1999). Geoarqueología en la desembocadura del río Guadalete. Aportaciones cronostratigráficas en la ciudad de El Puerto de Santa María. *Revista de Historia de El Puerto*, 23, 11-29.
- Somoza, L.; Barnolas, A.; Arasa, A.; Maestro, A.; Rees, J.G.; Hernández-Molina, F.J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117, 11-32.
- Stipp, J.J., Timers, M.A. (2002). Datación radiométrica. En: *Memoria de la excavación arqueológica en el asentamiento del VIº Milenio a.n.e. de "El Retamar" (Puerto Real, Cádiz)* (J. Ramos; M. Lazarich, eds.). Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía, Serie Monogr. Arqueología, nº 3, Sevilla, 169-172.
- Stuiver, M.; Reimer, P. (1993). Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C calibration program. *Radiocarbon*, 35, 231-237.
- Stuiver, M.; Reimer, P.J.; Bard, E.; Beck, J.W.; Burr, G.S.; Hughen, K.A.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; vD Plitch, J.; Spurk, M. (1998). INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- Vidal, N.; Campos, J. M. (2008). Relaciones costal-interior en el territorio onubense en época romana. *Mainake*, 30, 271-287.
- Vijande, E. (2009). Novedades: El poblado de Campo de Hockey (San Fernando, Cádiz). *RAMPAS*, 11, 265-284.
- Whelan, F.; Kelletat, D. (2005). Boulder deposits on the Southern Spanish Atlantic Coast: Possible evidence for the 1755 AD Lisbon Tsunami? *Science of Tsunami Hazards*, 23 (3), 25-38.
- Zazo, C. (2006). Cambio climático y nivel del mar: la Península Ibérica en el contexto global. *Cuaternario y Geomorfología*, 20 (3-4), 115-130.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Dabrio, C.J.; Belluomini, G.; Improta, S.; Lario, J.; Bardaji, 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, 933-945.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Lario, J.; Silva, P.G. (1996). Littoral zone and rapid climatic changes during the last 20.000 years. The Iberian Study case. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 102, 119-134.
- Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Lario, J.; Cabero, A.; Silva, P.G.; Bardají, T.; Mercier, N.; Borja, F.; Roquero, E. (2008). The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International*, 181, 72-87.

