



Las dunas en España

Eulalia Sanjaume Saumell
i Javier Gracia Prieto (Eds.)

Sociedad Española de Geomorfología

Las dunas en España

Las dunas en España

Eulalia Sanjaume y Francisco Javier Gracia (Eds.)

Este libro está auspiciado y editado por la Sociedad Española de Geomorfología, a través de la Fundación Empresa-Universidad Gallega.

© de cada uno de los textos sus autores

ISBN: 978-84-615-3780-8

Depósito Legal:

Maquetación: Candela**Ink**

Impresión: Encuadernaciones Martínez

Calle Francia, 5. Polígono Industrial “El Trocadero”

Edificio Bahía – Nave 27 · 11510 Puerto Real (Cádiz)

encumar@encumar.com

Índice

Presentación

I. ASPECTOS GENERALES

1. Introducción a la geomorfología de sistemas dunares 13
E. Sanjaume, F.J. Gracia y G. Flor

II. ASPECTOS METODOLÓGICOS

2. Métodos de campo y laboratorio para el estudio de procesos eólicos 67
J. Alcántara-Carrió, Á. Fontán, M.J. Sánchez y A. Corbí
3. Topografía de dunas con GPS-D 87
I. Rodríguez, M.J. Sánchez, A. González e I. Montoya
4. El estudio de sistemas dunares mediante teledetección y SIG 105
J. Ojeda e I. Vallejo

III. DUNAS COSTERAS EN ESPAÑA

5. Los campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco 127
G. Flor, P. Martínez Cedrún y G. Flor Blanco
6. Caracterización y dinámica de sistemas dunares costeros de Galicia 161
A. Pérez-Alberti y M. Vázquez Paz
7. Las dunas de la costa norte catalana 187
M.A. Marqués, R. Julià y J. Montaner
8. Las dunas del Delta del Ebro 207
M.J. Sánchez, I. Rodríguez e I. Montoya
9. Las dunas de las costas valencianas 227
E. Sanjaume y J.E. Pardo

| | |
|---|-----|
| 10. Las dunas de la Devesa del Saler E. Sanjaume y J.E. Pardo | 263 |
| 11. Las dunas costeras de las Islas Baleares J. Servera, A. Rodríguez-Perea y J.A. Martín Prieto | 285 |
| 12. Eolianitas y dunas cuaternarias en las Islas Baleares Joan Fornós | 307 |
| 13. Las dunas costeras del Presente y Último Interglaciario en Málaga, Almería y Murcia T. Bardají, C. Zazo, J. Lario, J.L. Goy, A. Cabero, C.J. Dabrio y P.G. Silva | 331 |
| 14. Las dunas del litoral gaditano F.J. Gracia, J. Benavente, C. Alonso, L. Del Río, J.M. Abarca, J. García de Lomas y G. Anfuso | 359 |
| 15. Las dunas del litoral onubense A. Rodríguez Ramírez | 387 |
| 16. El complejo eólico de El Abalarío (Huelva) C. Zazo, C.J. Dabrio, J.L. Goy, F. Borja, P.G. Silva, J. Lario, E. Roquero, T. Bardají, A. Cabero, M.D. Polo y C. Borja | 407 |
| 17. El sistema de dunas activas del Parque Nacional de Doñana I. Vallejo y J. Ojeda | 427 |
| 18. Origen y formación de los depósitos eólicos en Canarias C. Criado, A. Yanes, L. Hernández e I. Alonso | 447 |
| 19. Los grandes campos de dunas actuales de Canarias I. Alonso, L. Hernández, J. Alcántara-Carrió, L. Cabrera y A. Yanes | 467 |
| IV. DUNAS Y DEPÓSITOS EÓLICOS CONTINENTALES EN ESPAÑA | |
| 20. Los sistemas eólicos del interior de España: Geomorfología eólica del Pleistoceno Superior y Holoceno de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega M. Bernat, A. Pérez González, J. Rodríguez García y M.D. Bateman | 501 |
| 21. Las acumulaciones loésicas de la Submeseta sur R. García Giménez y J.A. González | 541 |
| 22. Las formas y depósitos eólicos de la Depresión del Ebro G. Desir, M. Gutiérrez Elorza, F. Gutiérrez Santolalla y C. Marín | 563 |

V. ASPECTOS MEDIOAMBIENTALES

| | |
|--|-----|
| 23. Las dunas como hábitats de interés comunitario. Problemas de conservación J. García de Lomas, F.J. Gracia y C. García | 585 |
| 24. Degradación de sistemas dunares E. Sanjaume y J.E. Pardo | 609 |
| 25. Métodos generales de restauración de sistemas dunares C. Ley de Seoane, M. Navarro Pons y J.J. Muñoz Pérez | 641 |
| 26. Restauración del ecosistema dunar de la Devesa: Experiencias preliminares, metodología y actuaciones A. Quintana y R.M. Martí | 661 |
| 27. La gestión ambiental de los sistemas playa-duna: El caso de las Islas Baleares F.X. Roig Munar, J.A. Martín-Prieto, A. Rodríguez-Perea, M. Mir-Gual y G.X. Pons | 683 |
| Listado de autores | 701 |
| Índice de topónimos | 705 |
| Índice analítico | 725 |



16. El complejo eólico de El Abalarío (Huelva)

C. Zazo¹; C.J. Dabrio²; J.L. Goy³; F. Borja⁴; P.G. Silva⁵; J. Lario⁶; E. Roquero⁷; T. Bardají⁸; A. Cabero¹; M.D. Polo² y C. Borja⁹

1. Introducción

El área de El Abalarío (Huelva) situada en la cuenca Neógena del Guadalquivir e incluida en parte dentro del Parque Natural de Doñana (Fig.1), constituye el sector litoral con el mayor y “más completo” registro de materiales eólicos aflorantes desarrollados desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad en la Península Ibérica. Numerosos trabajos han sido publicados desde los años setenta cuando Caratini y Viguier (1973) consideraron todos los depósitos aflorantes a lo largo del acantilado de El Asperillo (sector costero de El Abalarío) como sedimentos eólicos de edad Holocena, en base a datos polínicos. Posteriormente, Zazo *et al.* (1981) distinguen próximos a la Torre del Loro, sedimentos fluviales y marinos en la base del acantilado y realizan las primeras dataciones de radiocarbono en los sedimentos fluviales. El estudio geomorfológico junto con la interpretación de numerosos sondeos llevados a cabo por el IGME en el área del Abalarío llevan a Goy *et al.* (1994) a considerar esta área como una zona inestable sometida a una tectónica activa durante el Cuaternario.

No obstante, los materiales eólicos tanto del acantilado como del área de El Abalarío captaron la atención de numerosos autores desde el trabajo de Vanney *et al.* (1979). Entre estos cabe destacar los de Vanney *et al.* (1985), Borja & Díaz

1. Dpto. de Geología, Museo Nal. CC. Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid. E-mail: mcnzc65@mncn.csic.es.

2. Dpto. de Estratigrafía, Facultad de CC. Geológicas. IGE- CSIC. UCM. 28040-Madrid.

3. Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca.

4. Area de Geografía Física, Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva. 21007-Huelva.

5. Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, EPS de Ávila. 05003-Ávila.

6. Dpto. de Ciencias Analíticas, Fac. Ciencias. UNED. 28040-Madrid.

7. Dpto. de Edafología, ETS I. Agrónomos, UPM. 28040-Madrid.

8. Dpto. de Geología, Universidad de Alcalá. 28871-Alcalá de Henares (Madrid).

9. Dpto. de Geografía Física y A.G.R., Universidad de Sevilla, 41004-Sevilla

del Olmo (1996), Borja & Barral (2002), quienes incorporan nuevas dataciones de radiocarbono incluyendo en algunos casos cartografías y datos arqueológicos, históricos, etc. Cartografías sobre los mantos eólicos de El Abalarario fueron llevadas a cabo por Rodríguez-Ramírez (1998), mientras que el modelo inicial sobre la sedimentación eólica de los sistemas fósiles de El Asperillo había sido diseñado previamente por Dabrio *et al.* (1996).

Posteriormente, Zazo *et al.* (1999), en base a un estudio detallado sedimentológico y estratigráfico a lo largo del acantilado y con un mayor número de dataciones de radiocarbono, diseñan la historia evolutiva del área. No obstante, estos autores señalan claramente la controversia, en muchos casos, en las edades radiométricas, señalando la problemática de este método utilizado en los niveles arenosos ricos en materia orgánica. Dada esta problemática, Zazo *et al.* (2005) publican las primeras dataciones llevadas a cabo en el área utilizando el método de luminiscencia OSL (*Optically Stimulated Luminescence*), junto con un modelo de la actividad tectónica. Recientemente se ha realizado un nuevo muestreo (OSL) en las unidades fósiles, semiestables y activas con el fin de obtener una cronología lo más ajustada posible.

2. Marco geológico y fisiográfico

El área de El Abalarario (Fig. 2) se extiende desde el Arroyo de la Rocina hasta la línea de costa, sector conocido como El Asperillo o Arenas Gordas. Constituye un domo morfológico alargado en dirección NW-SE, cuya longitud media es de ~48-51 Km (eje mayor) y de ~12.5-16 Km (eje menor). La altura media a lo largo de la divisoria de aguas es de unos 70-75 m, pero la línea de cresta de este relieve se localiza próxima al acantilado, donde las dunas costeras alcanzan la altura máxima de 106 m.

El patrón del drenaje es asimétrico, con los arroyos más largos en el flanco NE, que vierten sus aguas en el Arroyo de la Rocina, y los más cortos, aunque profundos en algunos casos (ej. Arroyo del Loro), desembocan directamente en el mar, excepto en la zona próxima a Matalascañas donde quedan enterrados bajo las dunas más recientes. El acantilado de El Asperillo disecta el domo en su borde occidental y constituye actualmente la línea de costa (Fig. 3). Dicho acantilado presenta una altura media entre 16-20 m y se extiende a lo largo de unos 28 Km, entre las localidades de Mazagón y Matalascañas.

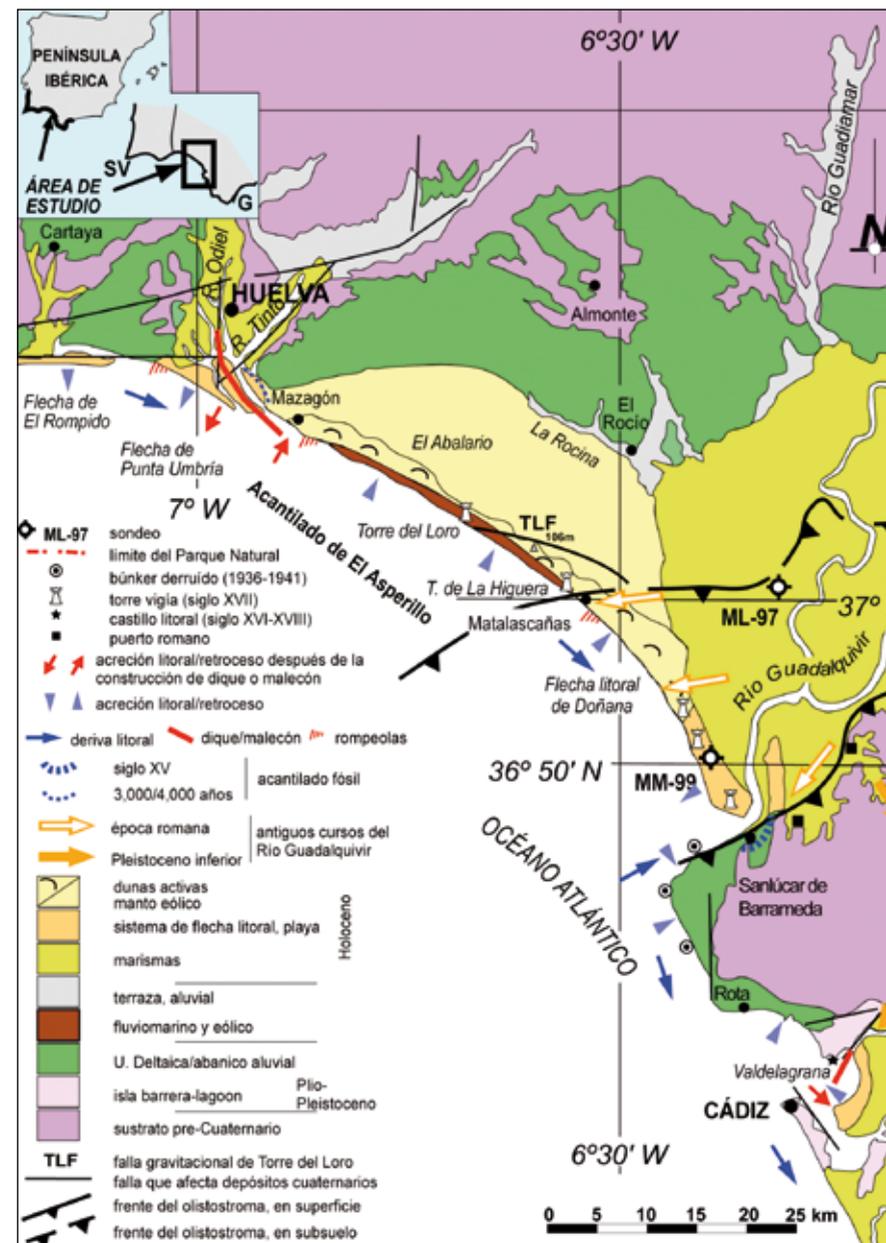


Figura 1. Mapa geomorfológico del entorno de El Abalarario (Zazo *et al.*, 1992, modificado).



Figura 2. Mapa geológico y geomorfológico sintético del domo de El Abalario (Zazo et al., 2005, simplificado). Leyenda: (1) Red de drenaje subaéreo; (2) Líneas de drenaje en la plataforma; (3) Divisoria de drenajes en el techo del domo, con indicación de cotas; (4) Falla de Torre del Loro (FTL); (5) Zona de drenaje anómalo (ZDA); (6) lagunas someras y zonas encharcadas (7) Pozos de exploración de lignito; (8) Pozos de exploración hidrogeológica; (9) Pozos de exploración de petróleo; (10) Puntos geodésicos: el punto de 106 m corresponde a El Asperillo; (11) Depósitos Plio-Pleistocenos: delta; (12) Pleistoceno Superior-Holoceno: fluvial marino-dunar; (13) Holoceno: sistemas eólicos; (14) Dunas costeras activas en el acantilado; (15) Playa actual; (16) Marismas (en negro: arroyos, canales); (17) Localidades.

La presente estructura del domo de El Abalario, visible a lo largo del acantilado, se debe a una compleja interacción entre los procesos costeros y los cambios del nivel del mar, afectando a una llanura litoral sometida a un abombamiento (*upwarping*) de la secuencia deltaica Plio-Pleistoceno infrayacente. La “continua” elevación de esta área dio origen a fallas gravitacionales como la de Torre del Loro (FTL) en el flanco SW del domo. Dicha falla ha funcionado como mínimo desde el Último Interglaciario, hasta el final del MIS 2 (*Marine Isotope Stage*) y probablemente durante el Holoceno inicial (Zazo et al., 2005, 2008). Se trata de una falla gravitacional que ejerce un control importante en la secuencia sedimentaria que aflora a lo largo del acantilado, separando dos dominios paleogeográficos diferentes: el “bloque levantado” que registra sedimentos

fluviales, marinos y eólicos, de base a techo, y el “bloque hundido”, que actuó exclusivamente como trampa de sedimentos eólicos (Fig. 4).

En lo que respecta al clima, el área se localiza en el cinturón subtropical de altas presiones de las Azores. El clima del Golfo de Cádiz es de tipo Mediterráneo-Atlántico con una precipitación media anual de ~500 mm, concentrada especialmente en los meses de invierno, y la temperatura media anual próxima a los 17° C. Los vientos predominantes son los del SW, lo que favorece, dada la orientación NW-SE de la costa, una deriva litoral hacia el E, que es la responsable del crecimiento de numerosas flechas litorales (p.e. Doñana). El rango mareal medio es de unos 2 m.



Figura 3. Foto aérea oblicua de los sistemas eólicos de El Abalario. Dunas semiestables y *blowouts*.

3. El complejo eólico

Los depósitos eólicos constituyen el principal sedimento del domo y consisten en dunas estables fósiles, que son las que realmente constituyen el acantilado, y dunas semiestables y activas, que aparecen a techo del mismo como dunas colgadas o “*perched dunes*”. La correlación entre las diferentes unidades del acantilado costero están sintetizadas en la Tabla 1.

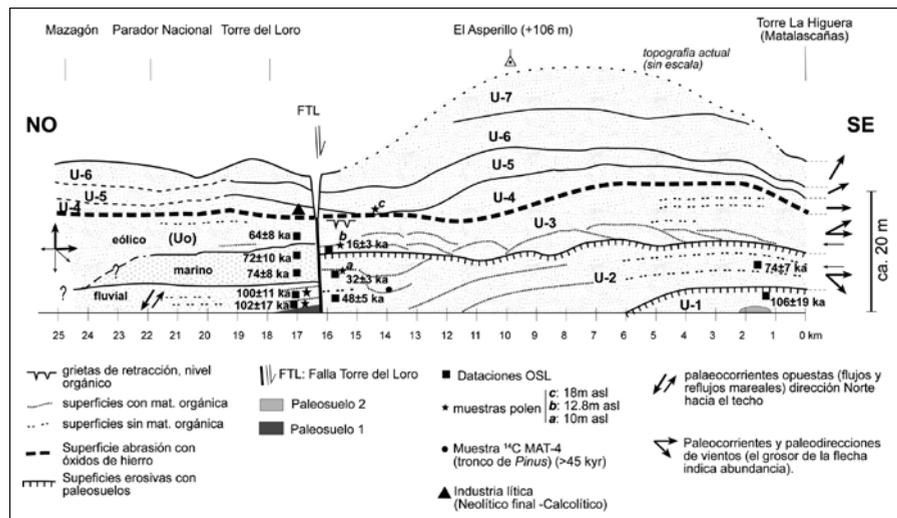


Figura 4. Distribución de las unidades sedimentarias a lo largo del acantilado de El Asperillo (Zazo *et al.*, 2005).

3.1. Las dunas estabilizadas o fósiles

Se observan a ambos lados de la FTL y aunque a primera vista parecen corresponderse, sin embargo, las paleodirecciones de viento son completamente diferentes a uno y otro lado de dicha falla. Se trata de un conjunto de unidades, constituidas por arenas muy ricas en cuarzo (~90%) y poco cementadas.

3.1.1. Unidad Eólica Uo

Se asienta sobre los depósitos marinos correspondientes a facies de playa (shoreface-foreshore, edad MIS 5e) que se extienden desde la Torre del Loro hasta Mazagón (Fig. 4). La estructura interna más destacable está formada por estratificación cruzada tabular de gran escala (1.5-2 m), con casi perfectas laminaciones paralelas en las secciones normales a los paleovientos, que a su vez incluyen laminaciones cruzadas típicas de las zonas interdunares. Asimismo se observan superficies con huellas de vegetación. La altura de los sets (~2 m), junto con las superficies de alteración asociadas, sugieren que se trata de dunas transversales migrando hacia el Norte bajo un viento predominante del Sur. Este dato es fundamental a la hora de distinguirlas de las acumulaciones eólicas que se observan en el bloque hundido de la falla. La edad de esta gran Unidad Eólica es difícil de determinar; tan solo hay una datación de la misma, en la base (64±8 Ka APOO-EL1), lo que sugiere que al menos su inicio se corresponde con el MIS 4.

Tabla 1. Resumen de datos estratigráficos y sedimentológicos registrados en el acantilado de El Asperillo (Zazo *et al.*, 2005, modificado).

| | BLOQUE LEVANTADO | BLOQUE HUNDIDO |
|--|---|--|
| Holoceno | | UNIDAD EÓLICA U.7 dunas transversales ↗ |
| | S. XVII Torres vigía | UNIDAD EÓLICA U.6 dunas transversales ↗ |
| | Restos romanos-medievales | UNIDAD EÓLICA U.5 dunas parabólicas ↗ |
| | Talleres Neolítico-Calcolítico | UNIDAD EÓLICA U.4 dunas parabólicas → |
| | S. SUPERFICIE SsFe superficie erosiva, nivelación de dunas, horizonte ferruginoso asociado. Clima fresco, con cierta humedad | |
| Pleistoceno | DUNAS EÓLICAS | |
| | hiato erosivo, duración desconocida | UNIDAD EÓLICA U.3 Arenas con estratificación cruzada, horizontes bioturbados, y láminas ricas en mat. orgánica, condiciones húmedas, áridas hacia el techo ↗ |
| | | S. SUPERFICIE erosión |
| | | UNIDAD EÓLICA U.2 Arena fina-media con estratificación cruzada, lateralmente aparecen superficies de alteración ricas en hierro o en materia orgánica depósitos de campos de dunas e interdunas ↗ |
| | | S. SUPERFICIE erosión |
| | UNIDAD EÓLICA Uo Arena fina-media bien clasificada horizontes bioturbados Duna eólica transversal ↗ | UNIDAD EÓLICA U.1 Arena fina amarilla muy bioturbada ligera laminación paralela condiciones húmedas |
| | UNIDAD MARINA Arenas con <i>Ophiomorpha</i> (escasa), estratificación cruzada hummocky, laminación cruzada, ripples de oleaje, shoreface-foreshore, línea de costa con tendencia E-W ↗ | PALEOSUELO Ps 2 Arena arcillosa con intensa bioturbación vertical, y signos de hidromorfia y procesos redox clima templado, con cierta humedad y con estación seca |
| | UNIDAD FLUVIAL Arenas con estratificación cruzada, capas bioturbadas, morfologías de canales con flujo hacia el SW y evidencias de flujo inverso llanura costera pantanosa ↗ | depósitos eólicos (?) (no afloran) |
| | Escape de fluidos y volcanes de barro | |
| | Superposición de procesos Redox sobre suelo rojo Ps 1 | |
| Hiato sedimentario | | |
| PALEOSUELO Ps 1 Suelo rojo. Clima templado con cierta humedad y con estación seca | sin aflorar | |
| Plio-Pleist. | Gravas y arenas ricas en hierro, deltaicas, llanura costera y eólica | |

3.1.2. Unidad Eólica U-1

Se instala sobre un paleosuelo (Ps2, Fig. 4) tan solo visible en marea baja. Este perfil edáfico se compone de arenas arcillosas con segregaciones verticales de 10-20 cm de diámetro, relacionadas con raíces, que presentan estructura concéntrica con núcleo de tono amarillento pálido (2.5Y/4 m) que hacia la

periferia cambia a un intenso marrón (7.54YR5/8 m) y finalmente, al color rojo (2.5YR/6 m) del suelo original. La presencia de ferriargilanes sugiere una intensa iluviación de arcilla que eventualmente generó un horizonte argílico de potencia desconocida. Las características redoximórficas son similares a las del paleosuelo presente bajo los depósitos fluviales (Ps1, Fig. 4), aunque en el caso del Ps1 están más desarrolladas.

3.1.3. Unidad Eólica U-2

El contacto entre las U-1 y U-2 se produce de forma neta. Se trata de la unidad más desarrollada de toda la secuencia fósil y la mejor expuesta. Su estructura interna consiste en un apilamiento de depósitos correspondientes a campos de dunas y áreas interdunares, los cuales están limitados lateralmente por superficies continuas. Se pueden observar dos tipos de facies fundamentales: a) estratificación cruzada en la duna y b) laminación paralela correspondiente a la facies de interduna. Ambas se relacionan lateralmente.

a. Sets de estratificación cruzada que presentan alturas de 1-4 m y estratificación en surco de tamaño más pequeño. En ambos casos las paleodirecciones dominantes sugieren vientos del Oeste. Se trata de dunas transversales o parabólicas acumuladas dentro del campo de dunas que migraban sobre áreas de interdunas (Fig. 5a).

b. Las facies de interdunas consisten en arenas con laminación paralela (Fig. 5b).

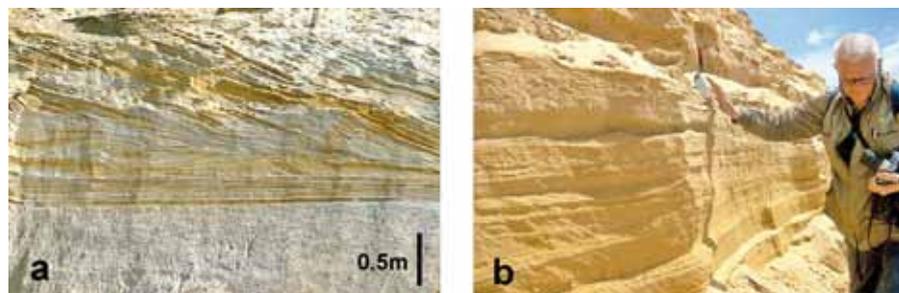


Figura 5. a) Unidad 2, facies- a. Dunas sobre paleosuelo. b) Unidad 2, facies- b. Interduna (Prof. J.R. Boersma).

Lo más característico en la U-2 son las superficies asociadas a planos erosivos; estos se desarrollan a techo de horizontes rojizos altamente bioturbados (paleosuelos), o bien a techo de capas lateralmente continuas de arenas negras ricas en materia orgánica. En ambos casos los límites erosivos truncan el perfil de los paleosuelos. El primer tipo se observa hacia el SE entre el Km 0

y el Km 10 (Fig. 4), mientras que el segundo, se desarrolla hacia el NW, Kms 10-16. Algunas de estas superficies se pueden seguir durante más de 4 Km a lo largo del acantilado entre los Kms 10 y 16. Al menos cuatro de estas superficies pueden ser distinguidas hacia el SE, donde se fusionan dando origen a la super-superficie (Ss) que separa las unidades eólicas U-2 y U-3 (Fig. 6).



Figura 6. Contacto entre las unidades U-2 y U-3. Fusión de los niveles orgánicos formando una Super-superficie.

La parte superior de la U-2 entre los Km 13.5-16, se caracteriza por mostrar superficies irregulares que presentan una inclinación hacia el NW provocada por la actividad de la falla gravitacional (FTL). En conjunto estas superficies forman “paleovalles” con una anchura, en algún caso, de centenares de metros. El relleno basal de los mismos consiste en arenas muy orgánicas y troncos de árboles arrastrados (Fig. 7a y b), pero muy bien conservados, entre los que destacan *Pinus nigra* y *Pinus pinaster*. La presencia de especies micro y mesotérmicas coexistiendo sugieren al menos un clima más frío y húmedo que el actual (Postigo *et al.*, 2010).

Dos edades OSL obtenidas sugieren que su sedimentación comenzó durante el MIS 4 (74±8 Ka, APOO-TH2) y continuó durante el MIS 3 (48±5 Ka, APOO-D3); edades radiocarbono de >45 Ka sobre un tronco de *Pinus* (MAT-4) y varias muestras sobre un nivel orgánico (a, Fig. 4: 29.970±1490 – 17.720±400 Ka) resultan imprecisas para evaluar el final de la sedimentación de la U-3, pero por el momento es posible pensar que la sedimentación finalizase durante el MIS 2. Se ha vuelto a realizar un muestreo (OSL) más detallado a lo largo de dicha unidad.

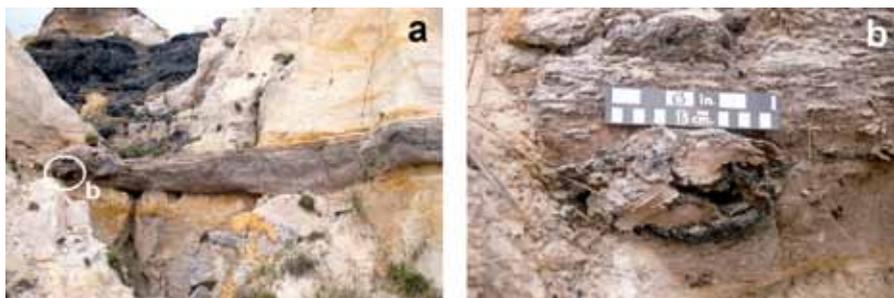


Figura 7. Unidad 2. a) Relleno de paleovalle; b) Detalle del tronco de *Pinus* (MAT-4).

3.1.4. Unidad Eólica U-3

En ella se distinguen dos facies fundamentales: a) Arenas con estratificación entrecruzada con intercalaciones de niveles ricos en materia orgánica (Fig. 8), y b) Arenas amarillo-rojizas con laminación paralela dominante y horizontes bioturbados (Fig. 9). Las primeras son interpretadas como dunas desplazándose hacia el E y NE. Los horizontes bioturbados de las facies (b), son interpretados como paleosuelos desarrollados en un sustrato húmedo. Estos paleosuelos se extienden lateralmente a lo largo de más de 2 Km, y se fusionan hacia el NW con los niveles orgánicos negros (Km 5.2) en menos de 20 m. Debido a esto, las facies (b) se interpretan como la parte distal del campo de dunas, en la dirección del viento dominante, donde el sustrato más húmedo impide el avance de las mismas.



Figura 8. U-2 y U-3 (parte superior con niveles orgánicos). Facies a.

Las dataciones de radiocarbono sugieren edades que la situarían en el Tardiglacial. La edad OSL (16 ± 3 Ka) obtenida en la parte inferior de dicha unidad resulta coherente con los datos de radiocarbono. Con posterioridad a la sedimentación de la U-3 una fase erosiva da origen a una superficie que nivela parcialmente las irregularidades, dando origen a un paisaje aplanado a lo largo del acantilado. Asociada a dicha superficie se ha desarrollado una costra ferruginosa (Ss Fe, Fig. 10). Los análisis mineralógicos revelan el predominio del cuarzo (90-75%) y goetita (10-25%) como único óxido de hierro, un aspecto que es interpretado por algunos autores (Schwertmann y Taylor, 1989) como indicativo de un clima fresco y húmedo.



Figura 9. Super-superficie (Ss) que separa la U-2 de la U-3. Niveles de paleosuelos rojos de poco espesor. Facies b.

Dado el problema de las edades radiocarbono en los niveles orgánicos, dicha Unidad ha sido muestreada para nuevas dataciones por OSL, no sólo en el acantilado (Fig. 11a), sino también en la parte oriental del domo (Fig. 11b). En este caso, los resultados recientemente obtenidos (edades OSL) confirman que la U-3 constituye la unidad más antigua aflorante en superficie a lo largo del domo, tal como había sido sugerido previamente (Vanney *et al.*, 1979; Zazo *et al.*, 1981; Borja & Díaz del Olmo, 1996; Rodríguez Ramírez, 1998; Borja & Barral, 2002). En la actualidad esta zona se encuentra muy degradada y tan sólo se distinguen algunas morfologías de dunas parabólicas que señalan vientos dominantes del Oeste.

4. Unidades eólicas semiestables y activas (*perched dunes*)

La edad de la super-superficie de deflación (SsFe en Fig. 4) que constituye el techo del acantilado, y sirve de límite entre las unidades estables (fósiles) y las semiestables/activas, es más antigua que la costra ferruginosa que se desarrolla sobre la misma, cuya evolución ha podido continuar durante más tiempo. Los datos más fiables que se han obtenido hasta el momento se corresponden con los talleres de industria lítica (Neolítico final-Calcolítico) desarrollado en esta área ~5 Ka (Borja *et al.*, 1993; Martín de la Cruz *et al.*, 2000), que se encuentran distribuidos sobre la SsFe a lo largo del acantilado, sin que esté muy claro con cuáles de las unidades semiestables pueda estar relacionada la industria (Fig. 12).

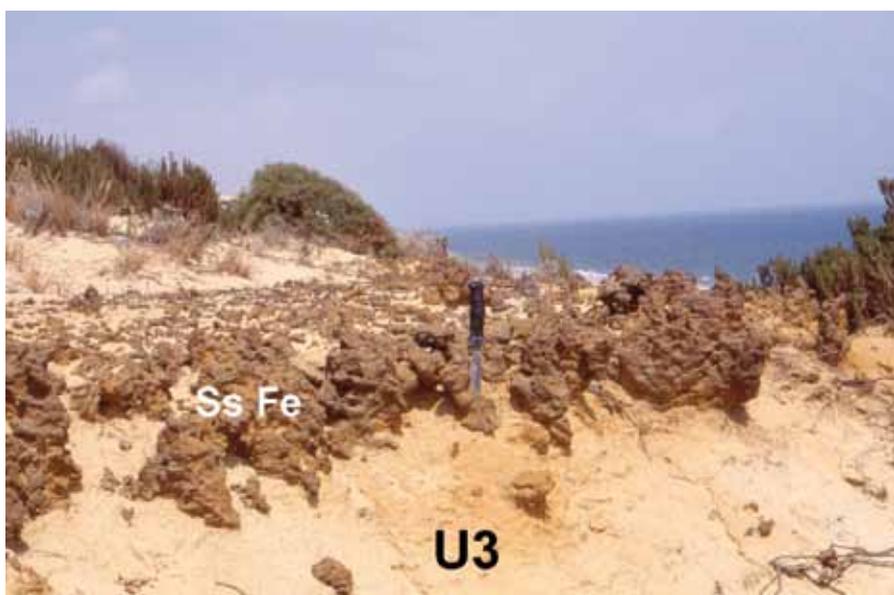


Figura 10. Super-superficie y "costra" ferruginosa (SsFe) muy degradada.

Dado que estas unidades se encuentran colgadas, su alimentación depende básicamente: a) de la creación de nuevas *foredunes*, tal como se observa en la zona del Parador de Mazagón, aguas abajo de la sombra sedimentaria que crea el dique de Huelva Juan Carlos I (Fig. 13), b) de la formación de conos arenosos creados por los pequeños barrancos que disectan el acantilado en detrimento de los sistemas estabilizados (Fig. 14), y c) por retroalimentación a partir de las dunas pre-existentes directamente relacionada con la actividad eólica (Fig. 3).



Figura 11. a) Muestreo para OSL en el acantilado. Unidad U-3. b) Muestreo para OSL en la zona interna (hacia tierra) de El Abalarío. Oeste de la Mediana (Cota ~50m).



Figura 12. SsFe. Super-superficie sobre la que se encuentra industria lítica Neolítico final-Calcolítico, que separa las dunas estables de las semiestables (con escasa vegetación). Al fondo, dique de Juan Carlos I, desembocadura Odiel y Tinto.



Figura 13. *Foredunes* en primer término. Al fondo la localidad de Mazagón.

Dentro de la serie dunar más reciente, se han diferenciado cuatro unidades U-4, U-5, U-6, y U-7, considerando la distribución espacial, relaciones estratigráfica y direcciones de vientos (Fig. 4, Tabla 1).

5. Actividad eólica: clima-nivel del mar

Teniendo en cuenta los rasgos fundamentales que caracterizan al conjunto eólico fósil registrado a lo largo del acantilado de El Asperillo, entre ellos: dispositivo estratigráfico, paleosuelos, superficies erosivas, contenido micro y macro paleontológico, y dataciones de OSL y radiocarbono (estas últimas problemáticas en muchos casos, como señalamos previamente), podemos evaluar a grandes rasgos la historia evolutiva de este conjunto dunar (Tabla 1).

Al final del Último Interglaciario (MIS 5), sobre los sedimentos de una llanura deltaica Plio-Pleistocena, se desarrollaron paleosuelos rojos cuyas características sugieren una importante parada en la sedimentación. El área de El Asperillo comienza a elevarse de forma abombada, y el nivel del mar ocupa parte del sector de Torre del Loro, pero no el de Matalascañas. Durante el MIS 4, se desarrolla la unidad U-1, que en parte es contemporánea con la gran unidad que hemos denominado U₀, acumulada bajo vientos dominantes del S y del W. Sobre la unidad U-1 se desarrolla un potente suelo rojo. Una super-superficie erosiva creada durante un período de intensa deflacción separa la U-1 de la U-2.



Figura 14. Conos arenosos depositados por los estrechos barrancos del acantilado.

La Unidad U-2 es la más potente y compleja; con desarrollo de paleosuelos y paleovalles, y con una cronología que abarca prácticamente todo el período glaciario, con climas que irían desde períodos más húmedos (paleovalles y paleosuelos) a otros más áridos o al menos con mayor intensidad y velocidad de los vientos (pequeñas superficies erosivas de deflacción). La parte reciente de la misma sugiere un clima más frío que el actual, pero no árido, durante algunos periodos del MIS 3 (relleno de los paleovalles con restos de troncos de *Pinus pinaster* y *Pinus nigra*). La línea de costa durante el MIS 3, dada las variaciones del nivel del mar del orden de 20 m según varios autores (Sidall *et al.*, 2008, Chapell, 2002) ocurridas a escala milenial, se desplazaría entre unos 8 Km (nivel del mar a -20 m) y 30 Km, (nivel del mar a -75 m), mar adentro del actual acantilado de El Asperillo. Su situación dependería del *highstand* que consideremos. Teniendo en cuenta la edad radiocarbono (> 45 Ka) llevada a cabo sobre el tronco de *Pinus* (MAT-4 Fig. 4), la posición de la línea de costa estaría a unos 8 Km de la actual durante el *highstand* desarrollado entre los 49 y 52 Ka (Lambeck *et al.*, 2002). En el Golfo de Cádiz otros autores también han sugerido posiciones altas del nivel del mar, aunque por debajo de la actual, durante el MIS 3 (Dabrio *et al.*, 2000; Gracia *et al.*, 2008). Los únicos datos polínicos con los que se cuenta hasta el momento son los obtenidos a partir del sondeo de Mari-López (ML-97), en las marismas de Doñana (Yll *et al.*, 2003). Según estos autores el tránsito MIS 4

a MIS 3 se caracteriza por un cambio desde condiciones áridas a otras con mayor disponibilidad hídrica, pero sin implicar cambios en las condiciones de temperaturas. Las edades OSL (APOO-D3, 48 ± 5 Ka; y APOO-D2, 32 ± 3 Ka, Fig. 4) junto con varias edades de radiocarbono (nivel a, Fig. 4) sugieren que la parte superior de dicha unidad podría haberse desarrollado durante el inicio del MIS 2. Un paleosuelo rojo parcialmente erosionado por una Super-superficie erosiva marcaría el contacto entre las unidades U-2 y U-3. Es probable que tanto el paleosuelo como la superficie se desarrollaran entre el Último Máximo Glaciar (UMG) y el inicio de la deglaciación (~ 24 y los ~ 16 Ka), cuando el nivel del mar se situaba entre unos ~ 120 m (Hernández Molina *et al.*, 2002) y ~ 80 m (Lambeck *et al.*, 2002) respectivamente. Inicialmente, el clima fue similar al actual, según los datos de los sondeos marinos próximos a esta costa (Paillier & Bard, 2002); posteriormente pasó a ser más árido con una mayor intensidad y velocidad de los vientos, capaces de generar la super-superficie de deflación, antes de la subida rápida del nivel del mar entre los 16 y 14 Ka (Lambeck *et al.*, 2002).

La Unidad U-3 refleja un cambio en las condiciones climáticas con un aumento de la humedad, al menos en el sustrato (mayor desarrollo de niveles orgánicos), en parte relacionado con la elevación del nivel del mar que haría subir el nivel freático. Los datos polínicos sugieren un clima templado y húmedo (*Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Quercus*), que asociamos con el período Bølling-Allerød (Zazo *et al.*, 2008). El desarrollo de la U-3 comienza a los 16 ± 3 Ka (edad OSL, APOO-D1) y continúa probablemente, durante el inicio del Holoceno (según edades radiocarbono).

La Super-superficie SsFe, separa los sistemas estables de los semiestables y activos. El comienzo del desarrollo de los primeros, según los datos actuales, parece estar relacionado con un cambio general hacia un período más árido que se registra en el Golfo de Cádiz hacia los 5 Ka. Los datos polínicos de la Unidad U-5, con altos contenidos de *Erica* y *Cistus*, señalan la degradación natural de la vegetación. El nivel del mar se situaba muy próximo al nivel actual, una vez que los estuarios ya habían registrado el *Maximum Flooding Surface* (~ 6.5 Ka), y comenzaba dentro de los mismos la fase de progradación que se acentuaría hacia los ~ 2.7 Ka, cuando se produce un gran avance de la línea de costa.

En el litoral portugués de El Algarve, los análisis polínicos llevados a cabo en el estuario del Guadiana (Fletcher *et al.*, 2007) registran episodios de extrema aridez caracterizados por la abundancia de los taxones *Juniperus* y *Artemisia*. Estos episodios tienen lugar al inicio del Holoceno y dentro del periodo de aridez generalizada que se produce en los últimos 5 Ka, y se han correlacionado con los eventos fríos Bond.

Por el momento en el área de El Abalarío no contamos con suficientes datos ni polínicos ni cronológicos que permitan establecer los patrones de circulación atmosférica, a nivel regional, que controlan los mecanismos que activan y refuerzan los procesos de acumulación *versus* desplazamiento de las arenas en el área de El Abalarío, ambos necesarios para el desarrollo de los campos de dunas que observamos en la actualidad.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL2008-04000, CGL2008-3998, OAPN-036/2008 y GRACCIE-CSD-2007-00067. Es una contribución al IGCP495 (*Quaternary Land Ocean Interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses*); al Proyecto 0911-INQUA-CMP (*Decoding the Last Interglacial in Western Mediterranean*) y al Grupo de Trabajo de la UCM-910198.

Referencias

- BORJA, F. (1992). *Cuaternario Reciente, Holoceno y Periodos Históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 520 pp. (Inédita).
- BORJA, F. (1997). Dunas litorales de Huelva (SW de España). Tipología y secuencia Pleistoceno superior-Holoceno. En: *Cuaternario Ibérico* (Rodríguez, J. ed.), Huelva, pp. 84 - 97.
- BORJA, F. & DÍAZ DEL OLMO, F. (1996). Manto eólico litoral (MEL) de El Abalarío (Huelva, España): Episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 BP. En: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios* (Pérez Alberti, A., Marini, P., Chesworth, W. & Martínez Cortizas, A., eds.). Univ. Santiago de Compostela, 375 - 390.
- BORJA, F., ZAZO, C., DABRIO, C.J., DÍAZ DEL OLMO, F., GOY, J.L. & JAVIER, L. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene*, 9 (3), 333 - 339.
- BORJA, F. & BARRAL, M.A. (2002). Análisis sedimentario y caracterización morfodinámica del sector oriental del manto eólico litoral de El Abalarío-Doñana (Parque Nacional de Doñana). En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*, (Pérez-González, A., Vegas, J. & Machado, J., eds.). Publicaciones IGME, Serie Geología, nº1, pp. 159-165.
- BORJA, F., GARCÍA J.M., CASTIÑEIRA, J., GÓMEZ, F. & CAMPOS, J.M. (1993). El litoral acantilado de El Asperillo (Huelva). Valoración paleogeográfica y análisis de yacimientos (Prospección Arqueológica Superficial). *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1991*. Dirección General de Bienes Culturales, Consejería de Cultura, Junta de Andalucía. Sevilla. T. II, pp. 247 - 253.

CARATINI, C. & VIGUIER, C. (1973). Etude palynologique et sédimentologique des sables holocènes de la falaise litoral d'El Asperillo (Province de Huelva). *Estudios Geológicos*, 29, 325 – 328.

CHAPPELL, J. (2002). Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial Cycle: New results from coral terraces. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1229 – 1240.

DABRIO, C.J., BORJA, F., ZAZO, C., BOERSMA, R.J., LARIO, J., GOY, J.L. & POLO, M.D. (1996). Dunas eólicas y facies asociadas pleistocenas y holocenas en el acantilado del Asperillo (Huelva). *Geogaceta*, 20, 1089 – 1092.

DABRIO, C.J., ZAZO, C., GOY, J.L., SIERRA, 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.

FLETCHER, W.J., BOSKI, T. & MOURA, D. (2007). Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13000 years. *The Holocene*, 17, 481 – 494.

GOY, J.L., ZAZO, C., DABRIO, C.J. & LARIO, J. (1994). Fault-controlled shifting shorelines in the Gulf of Cadiz since 20 Ky BP. *Abstracts Volume 1st Symposium Atlantic Iberian Continental Margin*, Lisboa, p. 24.

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.

HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J., SOMOZA, L., VÁZQUEZ, J.T., LOBO, F.; FERNÁNDEZ-PUGA, M.C., LLAVE, E. & DÍAZ-DEL-RÍO, V. (2002). Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International*, 92, 5 – 23.

LAMBECK, K., ESAT, T.M. & POTTER, E.K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419, 199 – 206.

MARTÍN DE LA CRUZ, J.C., DELGADO, M.R., SANZ, M.P. & VERA, J.C. (2000). Novedades en el conocimiento sobre el Neolítico y Calcolítico en Andalucía: panorámica de una década de investigaciones. *Trabajos de Arqueología*, 16, 215 – 241.

PAILLIER, D. & BARD, E. (2002). High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 431 – 452.

POSTIGO, J.M., GÓMEZ MANZANEQUE, F., MORLA, C. & ZAZO, C. (2010). Palaeoecological significance of Late Pleistocene pine macrofossils in the lower Guadalquivir Basin (Doñana natural park, Southwestern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295 (1-2), 332-343.

RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A. (1998). *Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Ministerio de Medio Ambiente, Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid, 146 pp.

SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R. (1989). Iron oxides. En: *Minerals in Soils Environments*, (Dixon, J.B. & Weed, S.B., eds.). SSSA Book Series, 1, 379 – 439.

SIDDALL M., ROHLING, E.J., THOMPSON, W.G. & WAELBROECK, C. (2008). Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics*, 46, RG4003.

Vanney, J.R., Menanteau, L. & Zazo, C. (1979). Physiographie et evolution des dunes de basse andalousie (Golfe de Cádiz, Espagne). *Actes de Colloques*, 9, 277 – 286.

VANNEY, J.R., MENANTEAU, L., ZAZO, C. & GOY, J.L. (1985). MF02. Punta Umbria-Matalascañas. *Mapa fisiográfico del litoral atlántico de Andalucía, E:1/50.000*. Junta de Andalucía, Consejería de Política Territorial, Agencia del Medio Ambiente. Sevilla, 1 mapa, 29 pp.

YLL, E.I., ZAZO, C., GOY, J.L., PÉREZ-OBÍOL, R., PANTALEÓN-CANO, J., CIVIS, J., DABRIO, C.J., GONZÁLEZ-DELGADO J.A., BORJA, F., SOLER, V., LARIO, J., LUQUE, L., SIERRA, F., GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ, F.M., LEZINE, A.M., DENEFLÉ, M. & ROURE, J.M. (2003). Quaternary palaeoenvironmental changes in south Spain. En: *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*, (Ruiz-Zapata, B., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Gil, M.J., Bardají, T., de Bustamante, I. & Martínez Mendizábal, I., eds.), Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, 201 – 213.

ZAZO, C., DABRIO, C.J., GOY, J.L. & MENANTEAU, L. (1981). Torre del Oro. *Actas V Reunión Grupo Español de Trabajo de Cuaternario*, Guía Excursión: Litoral de Huelva. Sevilla, 356 – 361.

ZAZO, C., DABRIO, C.J. & GOY, J.L. (1992). The evolution of the coastal lowlands of Huelva and Cadiz (South-west Spain) during the Holocene. En: *Impacts of sea-level rise on European coastal lowlands*, (Tooley, M.J. & Jelgersma, S., eds.). Blackwell, Oxford, 204 – 217.

ZAZO, C., DABRIO, C.J., BORJA, F., GOY, J.L., LEZINE, A.M., LARIO, J., POLO, M.D., HOYOS, M. & BOERSMA, J.R. (1999). Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geologie en Mijnbouw*, 77, 209–224

ZAZO, C., MERCIER, N., SILVA, P.G., DABRIO, C.J., GOY, J.L., ROQUERO, E., SOLER, V., BORJA, F., LARIO, J., POLO, D. & LUQUE, L. (2005). Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology*, 68, 269 – 290.

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.