



TERRITORIS

REVISTA del DEPARTAMENT de CIÈNCIES de la TERRA

Universitat de les Illes Balears / Segona època · Núm 7 · 2007-2008 / ISSN: 1139-2169

Universitat de les Illes Balears

TERRITORIS

Revista del Departament de Ciències de la Terra

**Monogràfic sobre
Geomorfologia Litoral**

Antoni Rodríguez Perea
Francesc X. Roig i Munar
(coordinadors)

Palma, 2007-2008

Territoris és la revista que edita el Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears. Té com a principal objectiu difondre la recerca que, des de diferents perspectives i escales, estudia les interrelacions que es produeixen al territori, així com la temàtica pròpia de la ciència geogràfica i de les disciplines afins. Es publica amb una periodicitat anual i en doble format: com a revista miscel·lània i com a monografia. Els treballs que s'hi presentin han de ser inèdits i han d'estar redactats d'acord amb les normes establertes. La publicació dels originals està condicionada per la valoració positiva obtinguda a partir del sistema de revisió externa.

TERRITORIS

Segona època. Número 7

Revista del Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

CONSELL DE REDACCIÓ

Director: Pere J. Brunet Estarellas

Secretari: Jesús M. González Pérez

Consell de Redacció: Macià Blázquez Salom
Guillem X. Pons Buades
Miquel Seguí Llinàs
Jaume Servera Nicolau

CONSELL CIENTÍFIC:

Salvador Antón Clavé (Universitat Rovira i Virgili), Roy Bradshaw (University of Kent), Knut Bjørn Lindkvist (Universitetet i Bergen), Gemma Cànoves (Universitat Autònoma de Barcelona), Roger W. Caves (San Diego State University), Georges Cazes (Université Paris I – Sorbonne), Jean Michel Dewailly (Université de Lyon), Cels García García (Universitat de les Illes Balears), Sten Engelstoft (University of Copenhagen), Rémy Knafou (Université Paris VII), Rubén C. Lois González (Universidade de Santiago de Compostela), Francisco López Palomeque (Universitat de Barcelona), Joan Nogué i Font (Universitat de Girona), José Ojeda Andújar (Universidad de Sevilla), Ana Olivera Poll (Universidad Autónoma de Madrid), Josep Oliveras Samitier (Universitat Rovira i Virgili), Josep M^a Panareda Clapé (Universitat Autònoma de Barcelona), Luis Pomar Gomà (Universitat de les Illes Balears), Gerda Priestley (Universitat Autònoma de Barcelona), Joan Romero González (Universitat de València), Vicenç Rosselló Verger (Universitat de València), Rocío Rueda (Universidad Autónoma del Estado de Morelos), Eugenio Ruiz Urestarazu (Universidad del País Vasco), Onofre Rullán Salamanca (Universitat de les Illes Balears), Xosé M. Santos Solla (Universidade de Santiago de Compostela), Thomas Schmitt (Universität Bochum), Joana M^a Seguí Pons (Universitat de les Illes Balears), Miguel Ángel Troitiño Vinuesa (Universidad Complutense de Madrid), José Fernando Vera Rebollo (Universitat d'Alacant), Florencio Zoido Naranjo (Universidad de Sevilla)

© del text: els autors, 2008

© de l'edició: Universitat de les Illes Balears, 2008

Coberta: Jaume Falconer

Primera edició: tardor de 2008

Edició: Edicions UIB. Cas Jai. Campus universitari. Cra. de Valldemossa, km 7.5. 07122 Palma (Illes Balears)

Fotografia de la coberta: Son Saura del Nort. Menorca. (F. X. Roig)

Impressió: Homar. Gremi Sucrers i Candelers, 40. Polígon Son Castelló. 07009 Palma.

ISSN: 1139-2169

DL: PM 524-1998

No es permet la reproducció total o parcial d'aquest llibre ni de la coberta, ni el recull en un sistema informàtic, ni la transmissió en qualsevol forma o per qualsevol mitjà, ja sigui electrònic, mecànic, per fotocòpia, per registre o per altres mètodes, sense el permís dels titulars del copyright.

SUMARI

Pròleg

7

Cambios morfológicos en barras sumergidas de playas artificiales
ELENA OJEDA CASILLAS, JORGE GUILLÉN ARANDA Y FRANCESCA RIBAS PRATS

9

Beach response to high energy wave climate. A case study in the portuguese west coast
JORGE TRINDADE, ANA RAMOS-PEREIRA Y MÁRIO NEVES

21

Los episodios Heinrich en la costa de Galicia (NW de la Península Ibérica).
Un análisis a través de los sedimentos continentales
MANUELA COSTA, RAMÓN BLANCO, ANTONIO MARTÍNEZ Y AUGUSTO PÉREZ

39

Efectos de la dinámica litoral inducidos por la actividad humana en áreas urbanizadas:
el caso del Maresme (Barcelona)

JOSEP M. PANAREDA Y MARAVILLAS BOCCIO

55

Los yacimientos del Pleistoceno marino mallorquín como puntos de control del litoral
(estado en que se encuentran y factores que provocan su destrucción)

BERNAT MOREY Y MIGUEL CABANELLAS

69

Dinámica hidro-geomorfológica de la laguna del Charco del Toro (Complejo Palustre del
Manto Eólico Litoral de El Abalario-Doñana). Parque Nacional de Doñana, Huelva

CÉSAR BORJA, F. DÍAZ DEL OLMO Y F. BORJA BARRERA

87

Evaluación de la vulnerabilidad del litoral noroeste de la provincia de Cádiz frente a la erosión

LAURA DOMÍNGUEZ, FRANCISCO JAVIER GRACIA Y GIORGIO ANFUSO

99

Aproximación a la erosión costera en la Isla de Olerón (Charente Maritime, Francia)

CARLOS ARTEAGA CARDINEAU

115

Estuarios de arroyos costeros del occidente de Asturias
GERMÁN S. FLOR RODRÍGUEZ Y GERMÁN FLOR BLANCO
135

Características morfológicas y sedimentarias de la playa artificial de Poniente
(Gijón, Asturias). Evolución 1995-2004
GERMÁN S. FLOR RODRÍGUEZ, GERMÁN FLOR BLANCO Y RODRIGO ESCRIBANO
145

Geomorphological Environment: Dunes in Agrigento Coast
VINCENZO LIGUORI, GIORGIO MANNO Y FRANCESCO CARUSO
157

Análisis espacio-temporal (1956-2005) de la *foredune* de Cala Mesquida (N. Mallorca)
mediante el uso de variables geoambientales y antrópicas
JOSÉ ÁNGEL MARTÍN-PRIETO, FRANCESC XAVIER ROIG MUNAR
Y ANTONIO RODRÍGUEZ PEREA
175

Evolución de la línea de costa de la Playa de Palma-Arenal (1956-2004)
MIQUEL ÀNGEL COLL, JOSÉ FRANCISCO FELIU DE LA PEÑA, NÚRIA LLABRÉS,
PEP ROMERA Y ESTHER RULLAN
193

PRÒLEG

Aquest número monogràfic de la revista *Territoris* és conseqüència dels avanços assolits per les investigacions que se efectuen sobre el litoral del nostre país i de l'interès que aquests ambients desperten, cada vagada més, arreu dels grups científics nacionals i internacionals. La importància econòmica i social dels mitjans costaners ha crescut assintòticament en les darreres dècades i seguint aquest creixement també ho ha fet la ciència.

Així, la participació de la Geomorfologia litoral en els congressos i reunions ha progressat força i els passats 3, 4 i 5 de setembre de 2007 es va celebrar a Mallorca les IV Jornades de Geomorfologia Litoral. Varen participar 83 científics que presentaren 44 comunicacions. Tretze d'aquestes comunicacions han estat presentades, de forma més extensa, per a ésser publicades en format article a la revista *Territoris* del Departament de Ciències de la Terra. Amb aquest objectiu hem pogut confeccionar un monogràfic dedicat als estudis costaners que col·loquen a *Territoris* al costat de les tendències més punteres en aquest àmbit geogràfic.

Territoris, arrelada a les Illes Balears no podia desaprofitar aquesta oportunitat i recull entre les seves pàgines una mostra prou representativa de per on va la investigació litoral principalment a l'estat espanyol, però també a França, a Portugal i a Itàlia.

El primer article, de Ojeda, Guillén i Ribas, analitza l'evolució de les barres submergides de dues platges artificials de Barcelona comparant-les amb les que se produeixen a les platges naturals.

El segon, de Trinidad, Ramos i Neves, ens presenta la resposta de les platges de Portugal, al nord de Lisboa, front a temporals d'alta energia.

En el tercer article, de Costa, Blanco, Martínez i Pérez, presenta un interessant registre dels episodis freds de curta durada (aconteixements Heinrich) a la costa gallega, a la ria de Muros-Noia.

El quart treball, de Panareda i Boccio, ens presenta una anàlisi de com les activitats antròpiques interfereixen en la dinàmica litoral del Maresme.

El cinquè article de Morey i Cabanellas, recull de forma molt exhaustiva els jaciments dels Pleistocè superior marí de Mallorca i utilitza el seu estat de conservació i les amenaces que sobre ells se presenten.

En el sisè treball, Borja, Diaz del Olmo i Borja analitzen el funcionament hidrogeomorfològic d'un mantell edic a la zona palustre del Parc Nacional de Doñana, proposant models de la seva evolució estacional.

El setè article, de Domínguez, Gracia i Anfuso, descriuen els processos erosius que tenen lloc al litoral del nord-oest de la província de Cadis. Detecten taxes de entre 1,5 i 3 metres per any.

El vuitè treball, també ens presenta processos d'erosió costera a l'illa d'Olerón, a la costa atlàntica francesa. El signa Carlos Arteaga, i en els punts més actius mesura retrocessos de fins a 23 metres per any.

El novè article, de Flor i Flor, ens presenta l'evolució de dos estuaris asturians amb una molt bona cartografia de les seves fàcies sedimentàries.

El desè treball, també de Flor i Flor, ens mostra les característiques sedimentàries i l'evolució d'una platja artificial a ponent de la ciutat de Gijón.

El onzè article, de Liguori, Manno i Caruso, descriu els complexos de platja-duna de la platja de St. Leone, al sud-oest de Sicília. Analitzen els efectes d'una important antropització del litoral i les actuacions dutes a terme per a la seva protecció.

El penúltim treball, de Martín-Prieto, Roig-Munar i Rodríguez-Perea, ens presenta l'evolució erosiva dels *blow-outs* que se produeixen a cala Mesquida, a Mallorca, des de l'any 1956 al 2002.

Finalment el tretzè article, de Coll, Feliu, Llabrés, Romera i Rullan, ens il·lustra sobre l'evolució de la platja de Palma, entre els anys 1955 i 2004. Descriuen un període d'acreció fins al anys 70 i un erosiu entre el 1990 i el 2004.

Aquest conjunt de treballs representa una mostra diversa, però malgrat tot prou representativa, dels treballs que s'estan desenvolupant en relació a la Geomorfologia litoral en sentit ampli. De ben segur que queden altres àrees per representar, però tots els que aquí hem recollit mereixen el seu lloc en la cursa pel coneixement que tota ciència representa.

Molts han estat les persones que han col·laborat a que aquest volum monogràfic pugui haver estat una realitat. En primer lloc, els autors que ens han premiat amb les seues treballs, en segon lloc els nombrosos correctors que amb les seves crítiques han millorat els treballs presentats. Els citarem amb els seus noms a modus d'agraïment col·lectiu:

Bernadí Gelabert Ferrer
Emilio Javier Benavente González
Francesca Segura Beltran
Francisco Javier Gracia Prieto
Gemma Villanueva Bohigas
German S. Flor Rodríguez
Guillem Xavier Pons i Buades
Javier Alcántara Carrió
Joan Josep Fornós i Astó
Joaquín Ginés Gracia
Jordi Giménez García
Jorge Guillén Aranda
Jose Angel Martín Prieto
José Ojeda Zújar
Josep Eliseu Pardo Pascual
Laura Luisa Cabrera Vega
Lluís Gómez Pujol
Macià Blázquez Salom
Josep Maria Panareda Clopés
Ramón Blanco Chao
Vicenç Maria Rosselló Verger

A tots ells el mes sincer agraïment. Tampoc podria veure la llum sense la bona feina dels Servei de Publicacions de la Universidad de les Illes Balears i en concret de Joana Maria Salom. Tan sols ens queda agrair als lectors que amb la seva atenció donen sentit a la feina feta. A ells, a les seves crítiques, al debat científic que sens dubte se produeix damunt tota publicació científica, ens encomanem i en ells confiem per treure el profit que la bona feina es mereix.

Antoni Rodríguez Perea
Francesc Xavier Roig i Munar
editors

*Cambios morfológicos en
barras sumergidas de
playas artificiales*

Elena Ojeda Casillas

Jorge Guillén Aranda

Francesca Ribas Prats

Institut de Ciències del Mar-CSIC

Barcelona

CAMBIOS MORFOLÓGICOS EN BARRAS SUMERGIDAS DE PLAYAS ARTIFICIALES

Elena Ojeda Casillas
Jorge Guillén Aranda
Francesca Ribas Prats

RESUMEN: Se analizan los cambios morfológicos que experimentan las barras sumergidas de dos playas artificiales de la ciudad de Barcelona durante un período de tres años. Los desplazamientos transversales de las barras alcanzaron más de 50 m, con tasas máximas de migración hacia mar de 5 m/día y hacia tierra de 3 m/día que ocurren asociadas a determinados temporales. La configuración en planta de la barra puede estar estrechamente relacionada con la línea de costa, especialmente cuando se desarrollan dos cúspides en una de las playas que favorecen la generación de una configuración «crescéntrica» (oscilante) de la barra durante más de un año. Aunque se trata de playas artificiales, el comportamiento de las barras es equivalente al descrito en playas naturales.

PALABRAS CLAVE: formas longitudinales y rítmicas, monitorización con video, playas encajadas.

ABSTRACT: The morphological changes in submerged bars on two artificial beaches in the city of Barcelona (Spain) were analysed during a three-year period. The cross-shore migration of the bars reached up to 50 m, with maximum seaward migration rates of 5 m/day and landward migration rates of 3 m/day. A relationship between bar and shoreline position, which consisted in two megacusps attached to the submerged bar that maintained its structure for more than a year, was observed. Although the beaches are artificial, bar behaviour was analogous to that of natural beaches.

KEY WORDS: Longitudinal and crescentic shapes, video monitoring, embayed or pocket beaches.

1. Introducción

Las playas de la ciudad de Barcelona fueron creadas en el marco del frente marítimo de la ciudad proyectado con motivo de los Juegos Olímpicos de 1992. Son playas limitadas por espigones que han sido regeneradas artificialmente los años 1991, 2002 y 2006. Las playas de Bogatell y la Barceloneta flanquean el Port Olímpic de Barcelona y en ambas se desarrolla fre-

cientemente una barra de arena que va cambiando su configuración en respuesta a los temporales y las actuaciones humanas. Basándose en las observaciones llevadas a cabo desde noviembre de 2001 a diciembre de 2004 estas playas pueden clasificarse como playas intermedias (*Wright y Short, 1984*) con un estado morfodinámico que varía entre «longshore bar and trough», «rhythmic bar and beach» y «transverse bar and rip».

El presente estudio trata de caracterizar la configuración y variabilidad morfológica de las barras de arena de las playas de la Barceloneta y Bogatell y su relación con la línea de costa utilizando un sistema de vídeo monitorización del tipo ARGUS.

2. Zona de estudio

Barcelona se encuentra localizada en el Mediterráneo occidental, una zona micro-mareal (rango de marea < 0.20 m), donde el principal factor hidrodinámico que afecta a las playas son los temporales. Debido a la orientación de las playas, las tormentas más importantes son las de Levante (Este), más frecuentes entre Octubre y Abril. El análisis estadístico de los datos de oleaje medidos en la zona entre 1984 y 2004 muestra valores medios de la altura de ola significativa de 0.70 m, con alturas significativas máximas de 4.61 m y alturas máximas de 7.80 m. El periodo medio en este intervalo fue de 4.29 segundos con periodos medios máximos de 11.50 segundos (Gómez *et al.*, 2005).

Las principales diferencias entre las dos playas de estudio están relacionadas con su longitud, (1100 m en la Barceloneta y 600 m en Bogatell) y su orientación (la Barceloneta: N20°E y Bogatell: N38°E). Se trata de dos playas con una barra de arena sumergida y que se encuentran confinadas entre espigones perpendiculares a la costa, exceptuando el espigón Sur de la playa de la Barceloneta que es un espigón en forma de L (Fig. 1). Las dos batimetrías disponibles durante el periodo de estudio fueron realizadas en Octubre y Noviembre de 2003 mediante una ecosonda integrada con un dGPS de alta precisión. Los dos perfiles mostrados en la figura 1 prueban otra de las diferencias en la playa sumergida: mientras La Barceloneta presenta una barra desarrollada, la de Bogatell es una terraza.

Durante el periodo de estudio las playas fueron regeneradas artificialmente en el verano de 2002, como consecuencia de los importantes temporales que ocurrieron entre octubre de 2001 y mayo de 2002 así como del corto periodo de recuperación del que disponían las playas al haberse alargado tanto la temporada de tormentas. La playa de La Barceloneta se rellenó solo en su zona norte, con algo menos de 40.000 m³ de arena, mientras que en Bogatell se vertieron más de 70.000 m³ distribuidos a lo largo de toda la playa (Ojeda y Guillén, 2006).

Se trata de playas compuestas de arenas con cierta proporción de gravas en el caso de La Barceloneta. El tamaño del sedimento es el resultado de la mezcla entre el sedimento usado en la creación de las playas (1988-1992) y el de la regeneración llevada a cabo en el verano de 2002. El tamaño medio de grano (D_{50}) en la playa emergida es de 0.68 mm, mientras que las granulometrías llevadas a cabo en muestras tomadas sobre la barra de la playa de la Nova Mar Bella (playa encajada localizada al Norte de Bogatell) dan valores medios de D_{50} de 0.31 mm.

3. Métodos

Las playas fueron monitoreadas entre noviembre de 2001 y enero de 2005 usando un sistema de vídeo ARGUS (Holman *et al.*, 1993) localizado a 142 m de altura frente al Puerto Olímpico de Barcelona (Fig. 1). Se utilizaron imágenes promediadas a lo largo de 10 minutos (1 imagen/segundo) para obtener la línea de costa y la ubicación de las barras, que se refleja en las imágenes por la rotura del oleaje que generan.

Los datos de oleaje han sido obtenidos de la boya del Llobregat, perteneciente a la Red de Instrumentación Oceanográfica y Meteorológica (XIOM) de la Generalitat de Catalunya. Se trata de una boya escalar fondeada a unos 45 m de profundidad.

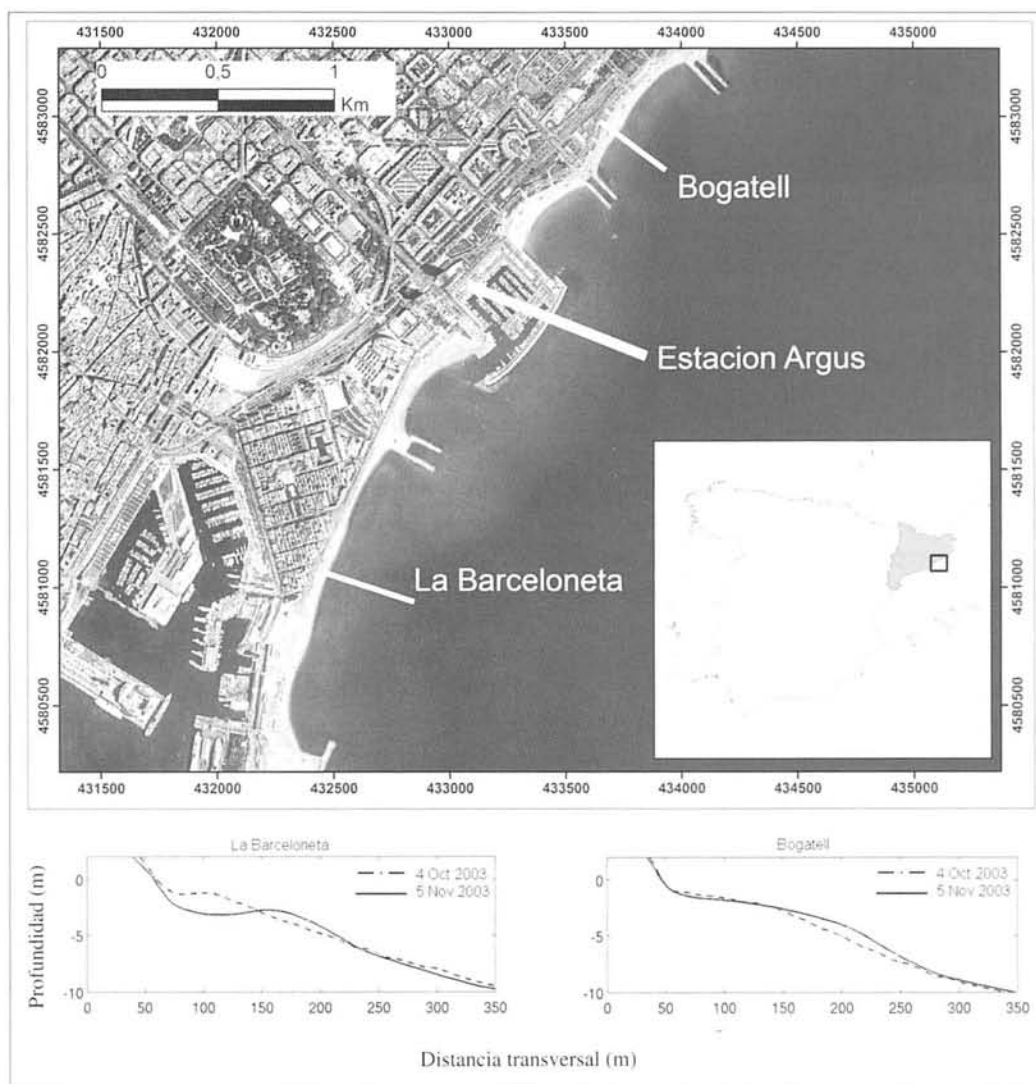


Figura 1. Área de estudio (Fuente de la ortofoto: Instituto Cartográfico de Cataluña, tomada en 2004). Las líneas blancas perpendiculares a las playas indican la localización de los perfiles batimétricos de la parte inferior de la figura, que muestran las características de las barras. Profundidad referida al nivel medio de marea en Barcelona.

La detección de las barras está restringida a un determinado rango de condiciones de oleaje, aproximadamente H_s entre 0.75 y 2.0 m, siendo 0.75 la altura de ola mínima necesaria para detectar un patrón de rotura claro en las imágenes. La posición se deter-

mina automáticamente utilizando el programa BLIM (Bar Line Intensity Maximum) desarrollado por la Universidad de Utrecht, que está basado en la determinación de la posición de máxima intensidad asociada a la rotura.

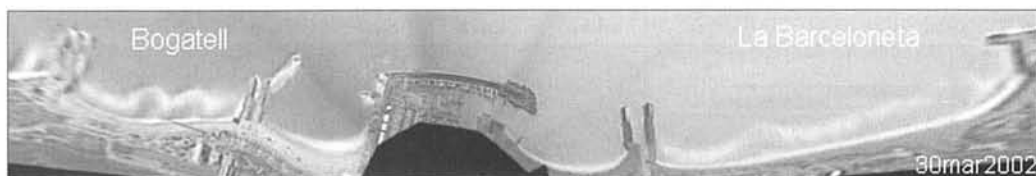


Figura 2. Imagen *planview* resultante de la combinación de las fotografías de las cinco cámaras corregidas geográficamente.

Las líneas de costa se evaluaron teniendo en cuenta una selección de imágenes con un intervalo entre 1 y 15 días, en función del contenido energético del oleaje y de la proximidad de intervenciones humanas. No se muestrea en días de tormenta para evitar el error que produciría la sobre-elevación del nivel del mar asociada al oleaje, causando una erosión aparente.

Para referenciar las barras y las líneas de costa a un mismo sistema y corregir el efecto de la curvatura de la playa se utilizó una línea de costa de referencia, definida para cada playa como la curva ajustada a la posición media de la playa durante el periodo de estudio, desde la que se calcularon distancias perpendiculares.

Con los datos obtenidos se han realizado dos tipos de análisis: 1) considerando un comportamiento uniforme de la barra a lo largo de toda la playa, de tal forma que la posición de toda la barra se representa como la posición en un punto del perfil transversal, y 2) considerando la disposición general de la barra, donde es posible determinar rotaciones o el comportamiento diferencial de algunos sectores de la barra durante eventos específicos.

En el estudio del comportamiento uniforme a lo largo de la playa se utilizaron solo los datos dentro de un rango de 1 m de H_s (entre 0.75 y 1.75 m en Bogatell y entre 0.90 y 1.90 m en La Barceloneta) para reducir la migración aparente causada por cambios en la altura de ola. El procedimiento seguido

para calcular las tasas de migración perpendiculares a costa fue el siguiente: 1) se seleccionaron las imágenes previas y posteriores al temporal que fueran consistentes con las imágenes consecutivas y 2) se asume que las barras no se mueven de manera significativa con alturas de ola menores a 0,75 m, por lo que el intervalo de tiempo entre las dos imágenes se multiplicó por el porcentaje de tiempo en que H_s permaneció por encima de 0,75 m. La tasa de migración es el resultado de dividir el desplazamiento entre el tiempo potencial de movimiento de la barra. Según van Enckevort y Ruessink (2003) estos valores de migración pueden interpretarse como valores promedios en una escala temporal semanal y son menores que los valores reales de migración ya que el intervalo de tiempo utilizado es siempre mayor que la duración de la tormenta.

Para analizar la disposición general de la barra se utilizaron todos los datos disponibles, sin tener en cuenta la H_s . Se consideran barras crecécnicas aquellas con tres o más ondulaciones, cuando el número de oscilaciones sea menor hablaremos de protuberancias hacia el mar (por ejemplo, ver vista en planta de la playa de La Barceloneta en la Fig. 2).

4. Resultados y discusión

La posición media de las barras de arena promediada durante el periodo de estudio

presenta una cierta oblicuidad respecto a la línea de costa en ambas playas, con el extremo norte prácticamente unido a la playa emergida (Fig. 3). Los máximos en la desviación típica a lo largo de ambas playas están relacionados con la formación de estructuras crescénticas en las barras mientras

que la variabilidad de las líneas de costa es menor y presenta un comportamiento similar en ambas playas, con los máximos localizados en los extremos (Fig. 3). En la Barceloneta, además, hay máximos en posiciones centrales (450 y 750 m) asociados a la formación de megacúspides.

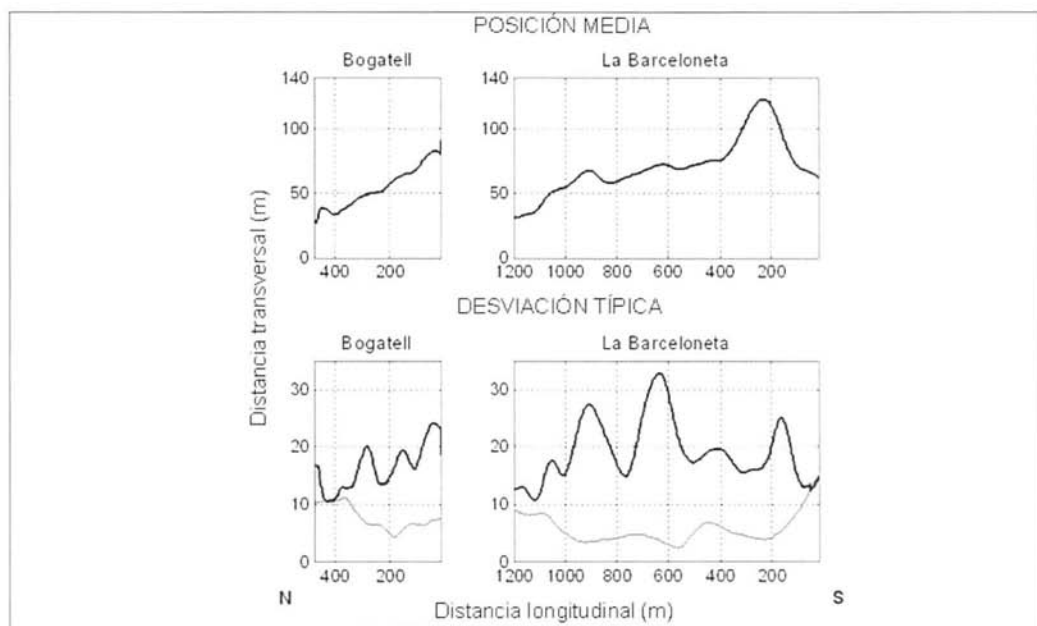


Figura 3. (a) Posición media de la cresta de la barra y (b) desviación típica de la línea de costa (línea gris) y de la cresta de la barra (línea negra) en Bogatell y la Barceloneta durante el período analizado.

La distancia entre la posición media de la barra y de la línea de costa no es constante a lo largo del periodo de estudio y varía de una playa a otra. Las migraciones de las barras hacia mar y hacia tierra, calculadas a partir de los datos de la posición media de la barra, son congruentes en ambas playas en la mayoría de los casos y se producen como respuesta a temporales. Las Tablas I y II presentan los resultados encontrados para los cinco eventos más relevantes. En general, en

la playa de la Barceloneta, si se considera una altura de ola significativa (H_s) creciente, el comportamiento de la barra evoluciona desde una situación de no-migración, a migración hacia tierra y, finalmente, migración hacia la plataforma durante los temporales más energéticos. En la playa de Bogatell este comportamiento tiene su excepción en el Evento 4 donde, con la menor altura de ola (1.21 m), se obtiene la mayor migración hacia mar de esta playa.

Las tasas de migración transversal (negativas hacia la playa) durante los eventos analizados oscilan entre +7.2 y -3.0 m/día y +6.4 y -4.1 m/día en la Barceloneta y Bogatell

respectivamente, con desplazamientos máximos de 70 m. Estas tasas de migración son similares a las observadas en playas naturales (van Enckevort y Ruessink, 2003).

Tabla I. Tasas de migración transversal y desplazamientos calculados en la Barceloneta para los episodios de temporales más relevantes. (Datos negativos indican direcciones hacia la playa).

	<i>Hs</i> (m)	Línea de costa	Barra		
		Dirección de la migración	Desplazamiento (m)	Duración (días)	Tasa de (m/día) migración
Evento 1	1.78	Hacia mar	69.8	9.7	7.2
Evento 2	1.56	Hacia tierra	-26.1	8.8	-3.0
Evento 3	1.65	Hacia mar	14.0	9.3	1.5
Evento 4	1.24	Sin migración	-22.1	20.5	-1.1
Evento 5	1.82	Sin migración	32.7	9.3	3.5

Tabla II. Tasas de migración transversal y desplazamientos calculados en Bogatell para los episodios de temporales más relevantes. (Datos negativos indican direcciones hacia la playa).

	<i>Hs</i> (m)	Línea de costa	Barra		
		Dirección de la migración	Desplazamiento (m)	Duración (días)	Tasa de (m/día) migración
Evento 1	1.53	Hacia mar	32.7	15.8	2.1
Evento 2	1.35	Hacia tierra	-26.8	6.6	-4.1
Evento 3	1.21	Sin migración	36.9	5.8	6.4
Evento 4	1.35	Hacia tierra	-32.9	19.4	-1.7
Evento 5	1.74	Hacia tierra	18.3	11.3	1.6

La disposición general de la barra y la línea de costa en la Barceloneta y Bogatell se presentan en las figuras 4 y 5, respectivamente. En la playa de la Barceloneta, la evolución de la línea de costa puede separarse en una serie de estadios diferenciados; el primero es debido al temporal de noviembre de 2001 (Evento 1), que causó

una rotación de la playa con un avance de la línea de costa en la zona sur y erosión en el norte. Esta configuración fue cambiada por la regeneración artificial de la zona norte de la playa, que dio lugar a una disposición de la playa que se mantuvo por algo más de siete meses, después de los cuales una serie de temporales dejaron la playa con una zona

erosionada al norte y acrecida en el sur (tercer estadio). Finalmente, a partir de octubre de 2003, se formaron dos megacúspides estables en la zona central de la playa con regiones erosionadas a sus costados. Se trató de una morfología estable que no experimentó migraciones importantes durante todo el año restante.

Respecto a la configuración de la barra, el elemento más representativo es la protuberancia que se desarrolla en el extremo sur de la playa y que permanece prácticamente inalterable durante todo el período de estudio

(Fig. 2 y 4). Probablemente se formó durante el temporal de Noviembre de 2001 y con posterioridad no ha tenido lugar ningún otro evento capaz de modificarla. A finales de 2001 una segunda forma crescéntrica aparece en la barra de la Barceloneta, que migra lentamente hacia la playa y que posteriormente (verano 2002) es parcialmente destruida por la regeneración artificial. A mediados del año 2003, la barra de la Barceloneta adopta una configuración crescéntrica, con dos regiones próximas a la playa que coinciden con el desarrollo de las dos megacúspides.

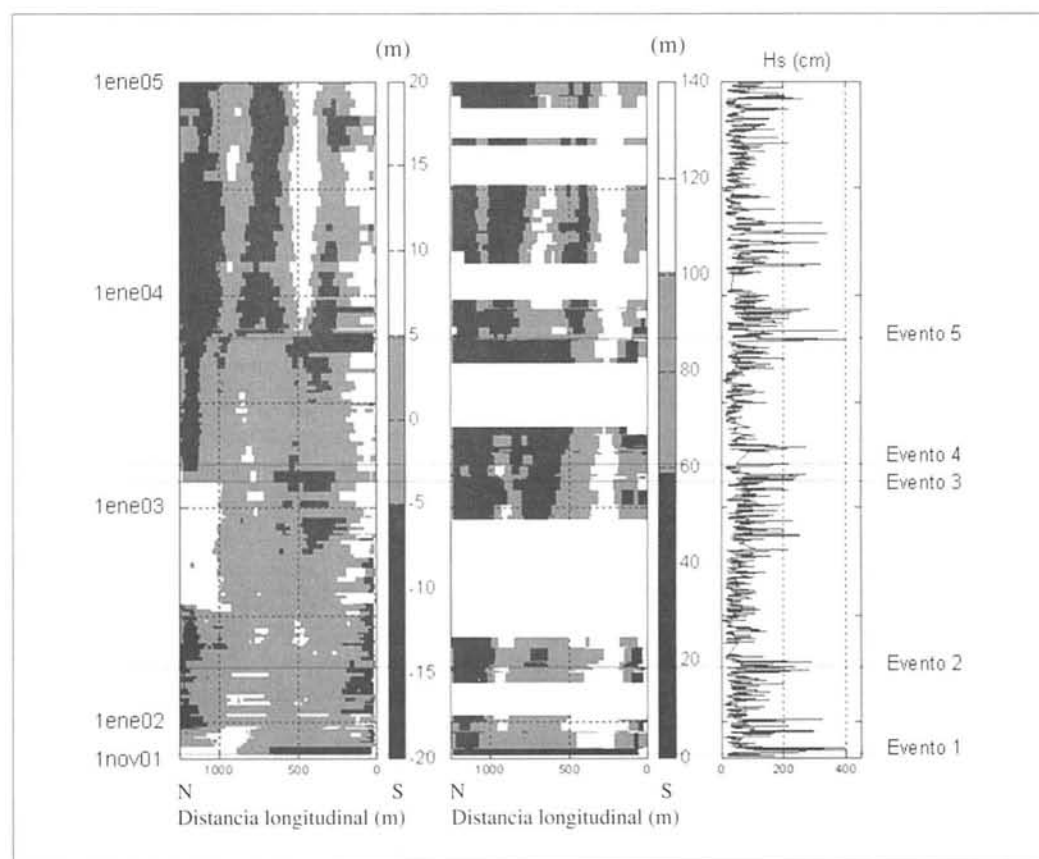


Figura 4. Distancia de la línea de costa (izquierda) y de la barra (centro) respecto a la línea de costa de referencia en la Barceloneta. Tonos oscuros representan posiciones hacia tierra y claros hacia mar. Las bandas blancas indican periodos sin datos de la barra.

En la playa de Bogatell el temporal de noviembre de 2001 (Evento 1) tuvo un efecto similar al de La Barceloneta, produciendo un basculamiento de la playa con un avance de la línea de costa en la zona sur. En este caso la respuesta a la erosión fue una regeneración artificial a lo largo de toda la playa. El efecto de la regeneración fue más evidente, se vertieron unos 70.000 m³ de arena y la línea de costa avanzó una media de 20 m en la playa. Después de la regeneración la arena se distribuyó a lo largo de la playa con cierto retroceso de la línea de costa en la zona sur de la playa y un avance en la zona norte. Después de esta reorganización y al mismo tiempo que en la playa

de la Barceloneta, se produjo la erosión de la arena vertida en la regeneración y la formación de una de las megacúspides más grandes y duraderas en esta playa que desaparece en octubre de 2003 debido a un temporal (Evento 5).

Los cambios en la configuración en planta de la barra de Bogatell desde una morfología rectilínea a una ondulada son más frecuentes que en La Barceloneta y tienen una longitud de onda típica de unos 175 m. Estos cambios pueden estar relacionados con la morfología de las barras ya que, el perfil transversal de la barra de Bogatell se asemeja más a una terraza que a una barra (Fig. 3).

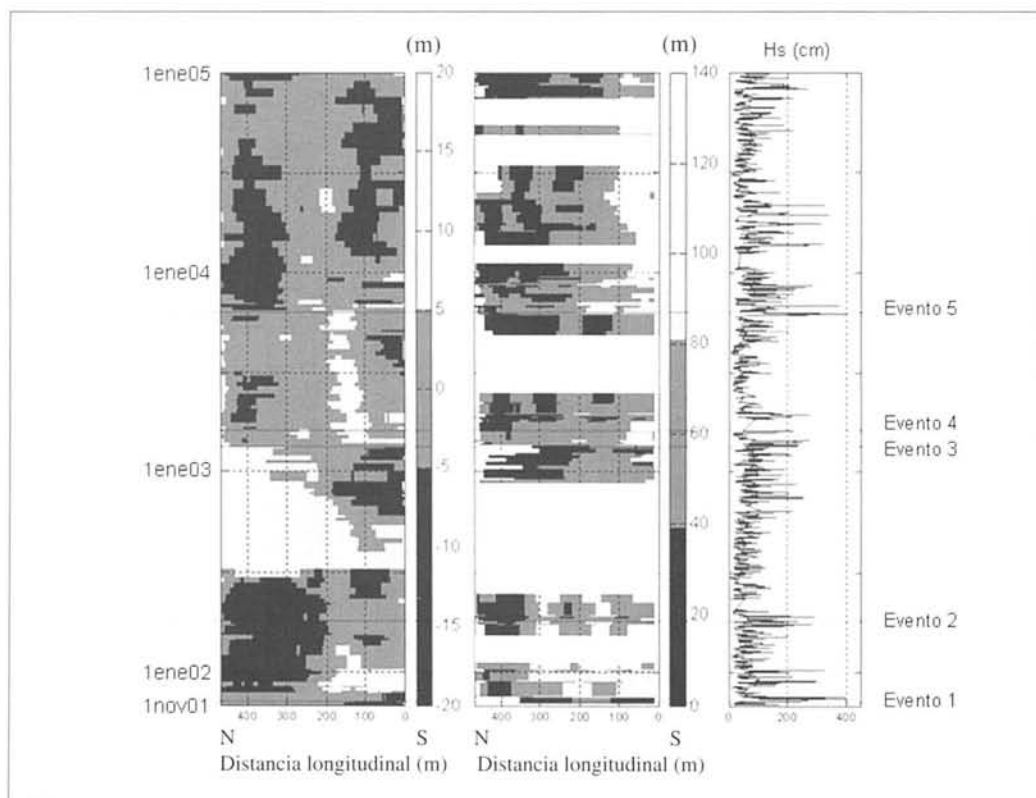


Figura 5. Distancia de la línea de costa (izquierda) y de la barra (centro) respecto a la línea de costa de referencia en Bogatell. Tonos oscuros representan posiciones hacia tierra y claros hacia mar. Las bandas blancas indican periodos sin datos de la barra.

5. Conclusiones

La variabilidad espacial de las barras muestra una configuración oblicua en ambas playas, con las secciones Norte localizadas más cercanas a la playa en concordancia con la corriente longitudinal predominante en la zona, que produce un transporte de sedimentos hacia el Sur. En el caso de la línea de costa, la máxima variabilidad está asociada a procesos de basculamiento de las playas, aunque la presencia de megacúspides en el caso de La Barceloneta y la regeneración en Bogatell también juegan un papel importante en esta variabilidad.

Los desplazamientos de la barra y la línea de costa promediados longitudinalmente no muestran relación a lo largo del período de estudio, encontrándose, por ejemplo, migraciones de la barra hacia el mar tanto si la orilla migra hacia mar como si migra hacia tierra o no presenta migración. Tampoco se ha encontrado similitud al comparar la distancia entre la línea de costa y la barra en ambas playas; pero sí se ha observado un comportamiento análogo en las dos playas respecto a las migraciones hacia costa o alejándose de costa como respuesta a los mismos temporales.

Además se observa un aumento en la sinuosidad de la barra asociado a la erosión del sedimento regenerado en verano de 2002.

En definitiva, los cambios morfológicos en los sistemas de barras observados en las playas de la ciudad de Barcelona son similares a los descritos para playas naturales, por lo que los procesos sedimentarios que controlan la formación y evolución de los sistemas de barras deben ser equivalentes. En este sentido, las playas de Barcelona pueden ser utilizadas como un laboratorio a gran escala para el estudio de los procesos sedimentarios y el modelado de sistemas morfodinámicos costeros.

6. Agradecimientos

Este estudio se ha realizado en el marco del proyecto PUDEM (REN2003-06637-C02-01/MAR) financiado por el ministerio de Educación y Ciencia. E. Ojeda y F. Ribas disfrutaron de una beca FPU y un contrato «Juan de la Cierva» respectivamente. Se agradece al Dr. Gerben Ruessink de la Universidad de Utrecht por suministrar el software BLIM.

Bibliografía

- GÓMEZ, J., ESPINO, M., PUIG-DEFABREGAS, J. y JEREZ, F. (2005): Xarxa d'Instrumentació Oceanogràfica I Meteorològica de la Generalitat de Catalunya (XIOM). Boies d'onatge dades obtingudes l'any 2004. Informe Técnico.
- HOLMAN, R. A., SALLENGER, Jr. A. H., LIPMANN, T. C. y HAINES, J. W. (1993): The application of video image processing to the study of nearshore processes. *Oceanography*, nº 6, págs. 78-85.
- OJEDA, E. y GUILLÉN, J. (2006): Monitoring beach nourishment based on detailed observations with video measurements. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, nº 48, págs. 100-106.
- VAN ENCKEVORT, I. M. J. y RUESSINK, B. G. (2003): Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1: alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research*, nº 23, págs. 501-512.
- WRIGHT, L. D. y SHORT, A. D. (1984): Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, nº 56, págs. 93-118.

*Beach response to high
energy wave climate.
A case study in the
portuguese west coast*

**Jorge Manuel do Rosário
Trindade**

Centro de Estudos Geográficos
Faculdade de Letras da
Universidade de Lisboa
jorgetrd@univ-ab.pt

**Ana Paula Ribeiro
Ramos-Pereira**

Centro de Estudos Geográficos
Faculdade de Letras da
Universidade de Lisboa
anarp@fl.ul.pt

Mário Rui Nunes Neves

Centro de Estudos Geográficos
Faculdade de Letras da
Universidade de Lisboa
mario.neves@ceg.ul.pt

BEACH RESPONSE TO HIGH ENERGY WAVE CLIMATE. A CASE STUDY IN THE PORTUGUESE WEST COAST

Jorge Manuel do Rosário Trindade
Ana Paula Ribeiro Ramos-Pereira
Mário Rui Nunes Neves

ABSTRACT: Portugal's western coast is a wave-dominated rocky coast with a semidiurnal mesotidal regime. The wave climate is highly conditioned by the Atlantic Ocean's atmospheric circulation, which results in a seasonal change in wave patterns. Storms are frequent during winter and can reach 10-m wave heights with a 5-year recurrence period. Four profile monitoring campaigns were carried out in December 2005, January and May 2006 using a dGPS and a total station to evaluate the response of three different beach systems to high wave climate events, comparing pre-storm wave, morphology and sediment characteristics with the modifications induced in the system after the storm event. A series of 64 beach profiles is analysed in terms of sediment textural properties, volume, slope, surf similarity index and dimensionless fall velocity parameters' variability. Each beach system's modal and limit morphological behaviours are established according to Wright and Short's morphodynamic model.

KEY WORDS: Beach profile, storm event, system morphodynamic range.

RESUMEN: La costa oeste de Portugal es una costa rocosa dominada por olas y con un régimen mesomareal semidiurno. El clima marítimo está altamente condicionado por la circulación atmosférica del océano Atlántico y presenta una variabilidad estacional en el régimen de oleaje. Las tormentas son frecuentes durante el invierno y pueden alcanzar alturas de ola de 10 m con una recurrencia de 5 años. Se han hecho cuatro campañas de control en tres playas, mediante el uso de GPS diferencial y estación total con el objetivo de evaluar su respuesta a sendos episodios de alta energía. Se comparan los cambios en la morfología y en la textura sedimentaria antes y después de cada temporal. Para ello se realizaron 64 perfiles de playa y se han analizado las variaciones en la textura del sedimento, el volumen, la pendiente, el índice de surf similarity y el parámetro adimensional de caída del sedimento. Con todo ello ha podido establecerse el comportamiento morfológico modal y extremo de dichas playas según el modelo de Wright y Short.

PALABRAS CLAVE: Perfiles de playa, temporales, variaciones del sistema morfodinámico.

1. Introduction

Beach environments are the result of several forcing factors which act permanently changing profile morphology and beach shape. Waves, tides and sediment properties are amongst the main factors that explain those changes. Whilst beach morphodynamics can be defined through seasonal cycles, the dramatic changes occur frequently during high energy events. These changes are very significant for local communities because of the important damage costs, namely in beach facilities.

The magnitude of morphological changes in wave dominated exposed beach systems are closely related to the capacity of the outer bar sub-system to absorb and dissipate wave energy before it reaches beach face. This capacity can be exceeded if the frequency of storm occurrence overcomes the time needed for the system recovery.

The aim of this work is to evaluate the response of Sta. Rita, Azul and Foz do Lizandro beaches to high wave climate events through morphosedimentary variability analysis and to establish modal and limit morphological behaviours of this systems.

2. Study site framework

The western coast of Portugal, between Peniche and Cascais, is a wave dominated rocky coast with a semi-diurnal mesotidal regime. Tidal wave propagates northwards and reaches its maximum amplitude at *circa* 4m. The Cascais tidal gauge data shows that in 1998 the extreme water levels reached 4,030m and the mean spring tide amplitude was 3,075m (Fig. 1). Wave climate is highly conditioned by the Atlantic Ocean atmospheric circulation resulting in a seasonal change of the wave patterns. Northwest

dominant wave patterns along the coast occur in 265 days of the year (Costa, 1994) and the mean offshore significant wave height is 2.5m in winter and 1.0m in summer (Oliveira Pires, 1989). Carvalho (2004), used the wave numeric model MAR3G (Oliveira Pires & Carvalho, 1996) and applied it to a 1998/2001 ocean-atmospheric climate data series. He estimated 8 storms/year in the west-central coast of Portugal with wave heights above 4m, mostly between October and April. The main directions of high wave climate found by Carvalho (2004) were W (67.3%) and NW (27.4%). Considering storms with wave heights over 6m, the W direction was found in 89.3% of the occurrences. However, storm waves from SW are less frequent but they usually have a higher magnitude and can reach heights of 10 – 12m (Pereira, 1999; Taborda *et al*, 1992). Extreme wave heights above 10m can be reached with a recurrence period of 5 years (Carvalho, 1992).

Coastal drift is usually directed to the south along the West coast, although Pereira (1991) refers that in cases of strong SW wave climate the southwards coastal drift may invert locally its direction. Several field and numerical based estimates of longshore transport rate in the western coast of Portugal have been made a range between $1,0 \times 10^6$ and $2,3 \times 10^6$ m³/year (Oliveira *et al*, 1982; Bettencourt, P. & Ângelo, C., 1992; Taborda, 1993; Vidinha *et al*, 1997; Larangeiro, 2002). Most of those estimates are related to the central-northern sector of the Portuguese coast, between Nazaré and Oporto (Fig. 2).

The coastline between Peniche and Cascais is a limestone cliff dominant with a lack of sediment supply from local sources and from longshore drift sediment dynamics. Southwards longshore drift is interrupted by the submerged Nazaré canyon and by the Peniche headland (Fig. 2).

The Peniche – Cascais continental shelf, between 0m and -50m, is mainly composed of rock outcrops and coarse sediment deposits with high levels of biogenic remains. Fine sands and muds are found in very confined and sheltered areas in the Ericeira sea. Therefore, local sediment sources are scarce due to (i) continental shelf morphology and deposits, (ii) little contribution from the small river basins (Pereira, 1987) and (iii) the carbonate nature of the rocks that constitute the cliff systems (Neves, 2004).

The exposed beach systems are narrow, embayed or associated with small infilled valleys as a result of the Holocene sea level rise, and their importance in the overall costal systems of the study area decrease southwards.

Three beach-dune systems, different in size and shape, but similar in the exposure to W stormy wave climate, were chosen to illustrate the beach-systems' morphodynamics. They are also included in a monthly monitoring programme being held at the «Centro de Estudos Geográficos» for over two years.

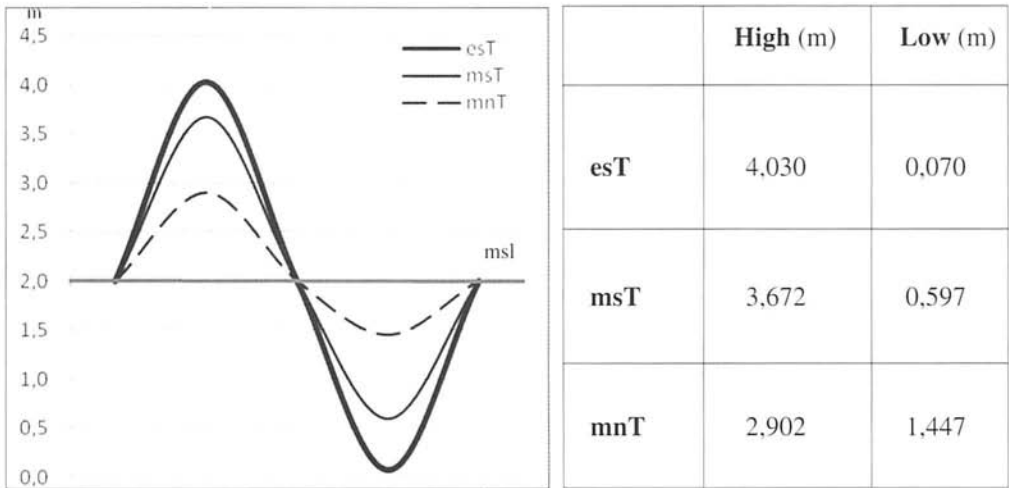


Figure 1. Tidal range in the Cascais tide gauge (38°41'39,171''N; 09°25'05,229''W – heights above chart datum), 01-01-1998 / 31-12-1998. *esT* – extreme spring tide; *msT* – mean spring tide; *mnT* – mean neap tide; *msl* – mean sea level.

The Sta. Rita beach is a mixed beach-dune/beach-cliff system (Fig. 2-a). The beach-dune component of the system is 550m long and 150-200m wide, while the beach-cliff part is 1000m long and 100m wide. Foz do Lizandro beach (Fig. 2-c) is a beach-dune system 600m in length and

200m in width and has a very small dune field, highly damaged by human trampling. Azul beach (Fig. 2-b) is the largest beach-dune system, 1900m long and 975m wide and is the only one of the three affected by overwashes.

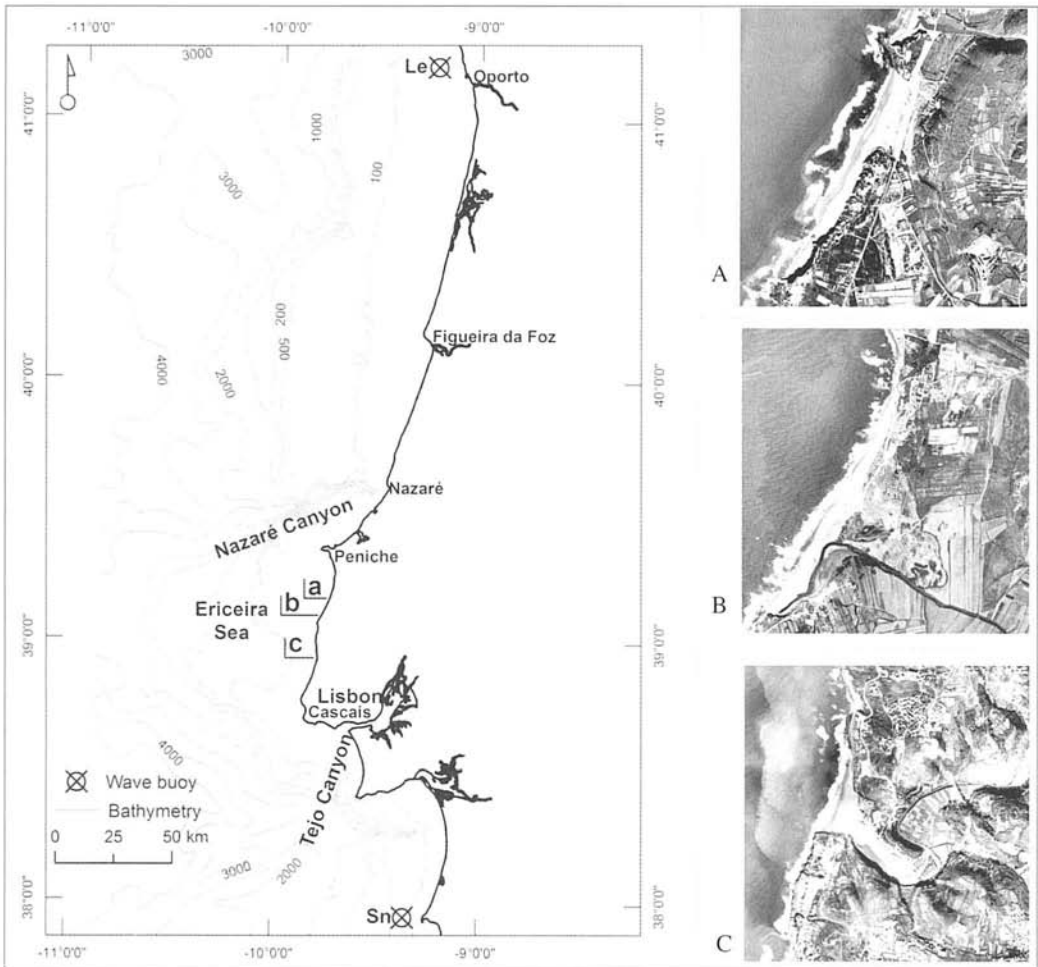


Figure 2. The study area. a – Sta. Rita beach; b – Azul beach; c – Foz do Lizandro beach; Le – Leixões offshore wave buoy; Sn – Sines offshore wave buoy.

3. Methodology

Four monitoring campaigns were carried out in pre-storm and right after storm conditions (December of 2005, January and May of 2006) on the tree beach systems, resulting in 64 survey profiles (table 1). The storm morphological and sediment parameters measured 3 or 4 days after storm peaks in early January and late May are

considered representative of the local hydrodynamic influence in sediment transport during the high wave climate event.

Total station and dGPS units were used to measure emerged beach volumetric and morphometric changes. The differences between the two techniques prove to be negligible in this dynamic context (Trindade *et al*, 2007). As part of a beach monitoring

programme, beach profile number and spacing were initially defined to record data from the beach face and berm morphodynamics.

Beach profiles are anchored in fixed points away from the hydrodynamic area, ensuring overlapping between campaigns (Trindade *et al.*, 2006).

Beach morphodynamics was accessed by volume variability along each profile with an assumed width of 0,1m. The volume of each profile was calculated above mean sea level (msl) and below the point of no relative hydrodynamic sand movement, usually associated with the inland backshore or backshore/foredune limit (Ferreira, 1998; Baptista, 2006). The inland beach profile limits is not easy to establish and often it

corresponds to a boundary between marine and aeolian dynamics. This boundary point, that we can call a knick point, was accessed by the direct overlap of all the obtained beach profiles.

Several interpolation methods were tested with the field data of May campaign in order to calculate beach profile volume, namely inverse distance to a power of two, kriging, nearest neighbour and moving average. Test results expressed in Table 2 revealed that Kriging is the most accurate technique, with the lowest residual values both in height and volume calculations (ARH = 0,300m; ARV = -1,685m³) and therefore the most suitable for this campaigns profile volumetry.

Table 1. Monitoring campaigns.

S ^{ra} , Rita beach			Azul beach			Foz do Lizandro beach		
Date	Profiles	Sediment Samples	Date	Profiles	Sediment Samples	Date	Profiles	Sediment Samples
17.12.05 (Pre-storm)	5	4	16.12.05	6	4	15.12.05	5	4
04.01.06 (Storm)	5	3	02.01.06	6	3	03.01.06	5	4
14.05.06 (Pre-storm)	5	4	15.05.06	6	4	12.05.06	5	4
28.05.06 (Storm)	5	4	26.05.06	6	3	25.05.06	5	3

Table 2. Residual values of height and volume. ARH – Average residual height; ARV – Average residual volume.

	ARH height (m)	ARV (m ³)
Inverse distance	0,069	-2,716
Kriging	0,030	-1,685
Nearest neighbour	0,048	-3,308
Moving average	0,965	-74,352

Sedimentological analyses of beach sands were carried out with 44 samples (Table 1) taken from the berm, beach face, base of the beach face and low tide terrace (when existent) during each campaign, in order to evaluate grain size distribution and statistical parameters. Approximately 60g from each sample were washed, without calcium carbonate destruction, and dry sieved between $-2,0\phi$ (4.0mm) and $4,5\phi$ (0,044mm), in $0,5\phi$ intervals, and weighed with a 0,01g accuracy. The SEDMAC/-SEDPC worksheet (Henriques, 2004) was used to calculate the mean, standard deviation and skewness of each sample, according to the Method of Moments of Friedman and Sanders (1978).

Offshore wave significant (H_s) and maximum (H_{max}) height, expressed in meters above chart datum ($cd \approx -2m$ msl), period (T) and wave direction (H_{dir}) were provided by the Leixões buoy, one of the two offshore wave buoys available on the west coast of Portugal (Fig. 2).

Wave breaker type and morphodynamic classification was accessed with widely used parameters, namely the surf similarity parameter or Iribarren Number (ξ_b) for breaker wave conditions and the dimensionless fall velocity (Ω) (Masselink & Hegge, 1995; Benavente et al, 2002; Benedet, Finkl & Klein, 2004; Benedet, Finkl, Campbell & Klein, 2004; Goodfellow & Stephenson, 2005; Anfuso & Benavente, 2006).

The surf similarity parameter was calculated according to Battjes, 1974:

$$\xi_b = \frac{\tan \beta}{(H_b/L_0)^{1/2}} \quad (1)$$

Where:

$\tan \beta$ is the beach slope calculated from the average slope of the beach profiles, between the berm crest and the seaward

limit of the surveyed profile, in each campaign;

H_b is the breaker wave significant height, expressed in meters above cd , obtained from the Komar and Gaughan (1972) expression based on the Leixões offshore wave data:

$$H_b = 0,39g^{0,2}(T * H_o^2)^{0,4} \quad (2)$$

Where:

H_o is the offshore wave significant height, expressed in meters above cd ;

0,39 is the empirical coefficient based on laboratory and field data from Munk (1949) and confirmed later as a good predictive coefficient by Weishar and Byrne (1978);

L_o is the deep water wave-length which, based on linear wave theory, can be calculated as:

$$L_o = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (3)$$

The Dimensionless fall velocity parameter (Ω) was calculated according to the Wright and Short (1984) formula:

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s g T} \quad (4)$$

Where:

w_s is the sediment fall velocity, expressed in m/s. Hallermeier (1981a,b) empirical formulas for w_s were used to obtain the fall velocity of the sediment samples:

$$W_s = \left[\frac{(\rho_s - \rho) g}{\rho} \right]^{0,7} D_{50}^{1,1}, \text{ for } 39 < A < 10^4 \quad (5)$$

$$A = \frac{(\rho_s - \rho) g D_{50}^3}{\rho v^2} \quad (6)$$

Where:

ρ_s is the sediment density ($\approx 2,648$ g/cm³ for quartz grains and $\approx 2,8$ for shell material),

ρ is the density of the seawater ($\approx 1,026 \text{ g/cm}^3$ at $15^\circ\text{C} - 33 \text{ ppt}$), ν is the seawater kinematic viscosity ($\approx 0,0119 \text{ cm}^2/\text{s}$ at $15^\circ\text{C} - 33 \text{ ppt}$), g is gravity acceleration (981 cm/s^2) and D_{50} is the Passega (1957) sediment median size, in centimetres. The Hallermeier formulation for w_s (eq. 5) was tested on previously published settling velocity measurements of sands with a diameter range between 0,125mm and 1.0mm.

The quartz/shell content of the samples was used to calculate the final result for the weighted arithmetical mean of W_s , concerning the different values of ρ_s .

These types of dimensionless parameterizations are fully related to beach behavior and are useful tools to first access the range of beach morphodynamic states, but choosing the right parameters to calculate formulae is difficult due to the irregular nature of the beach system dynamics.

The range of values assumed for Ω in one system depend on the measured range of sediment size, which usually controls the intertidal slope, and on characteristics of incident waves which are the main driving factor of beach dynamics.

Incident wave can be described by the range of breaker types (ξ_b) that can occur within a beach system, which are controlled by beach slope and wave height and length (Komar, 1998; Masselink & Hughes, 2003).

However, the beach is composed of several constant slope angles associated to the different dynamic subunits of the beach. Because the submerged profile is absent in this study, mean beach slope is calculated for the most dynamic areas of the beach profile, including berm crest, beach face and low tide terrace, when present.

4. Results

January and May campaigns were preceded by two high wave climate events recorded entirely or partially in the two existing wave buoys (Leixões and Sines). Despite the proximity to the study area, it was impossible to use data from the Sines buoy because of the several gaps registered in the January and late May records. This made it unable to correlate and interpolate the Sines data with the Leixões buoy to fulfil data loss.

The Leixões offshore wave data before the January 2006 monitoring campaigns was very similar to the May 2006 (Fig. 3). Mean H_s values was 3,89m in January and 3,67m in May. T registered a range of 16,3s in January and 14,6s in May, reaching T_{max} 21,10s and 18,80s at the maximum storm strength (Table 3). H_{dir} was predominantly from the NW quadrant with resultant vectors

Table 3. High wave climate event data from Leixões wave buoy.

	30-12-2005 – 16h to 01-01-2006 – 21h	21-05-2006 – 06h to 23-05-2006 – 12h
Time (h)	53	54
\bar{H}_s (m - cd)	3,89	3,67
H_{max} (m - cd)	9,77	10,77
T (s)	8,54	8,38
T_{max} (s)	21,10	18,80

of 310° in January and 309° in May (Fig. 3) which usually means a strong southwards longshore drift in the western coast of Portugal. The registered H_{dir} is also perpendicular to the S^{ia} . Rita and Azul beach systems. The two high wave climate events lasted 53h (January) and 54h (May) and H_{max} reached 9,77m and 10,77m, respectively (Table 3).

The morphodynamics of a beach system can be expressed in terms of the mean sediment budget (SB_m in Table 4) which, in this study, is assumed to be the arithmetic

mean of the differences between the volumes of all emerged beach profiles in each system and in two sequential campaigns. Mean volumes and the sediment budget variability (mean and maximum) between campaigns are expressed in Table 4.

Values of mean sediment budget variability between campaigns range from a maximum erosive sediment dynamics ($-399,519 \text{ m}^3/\text{m}^3$) in Foz do Lizandro beach to a maximum accretionary behaviour in S^{ia} . Rita beach ($349,813 \text{ m}^3/\text{m}^3$), both registered in January data.

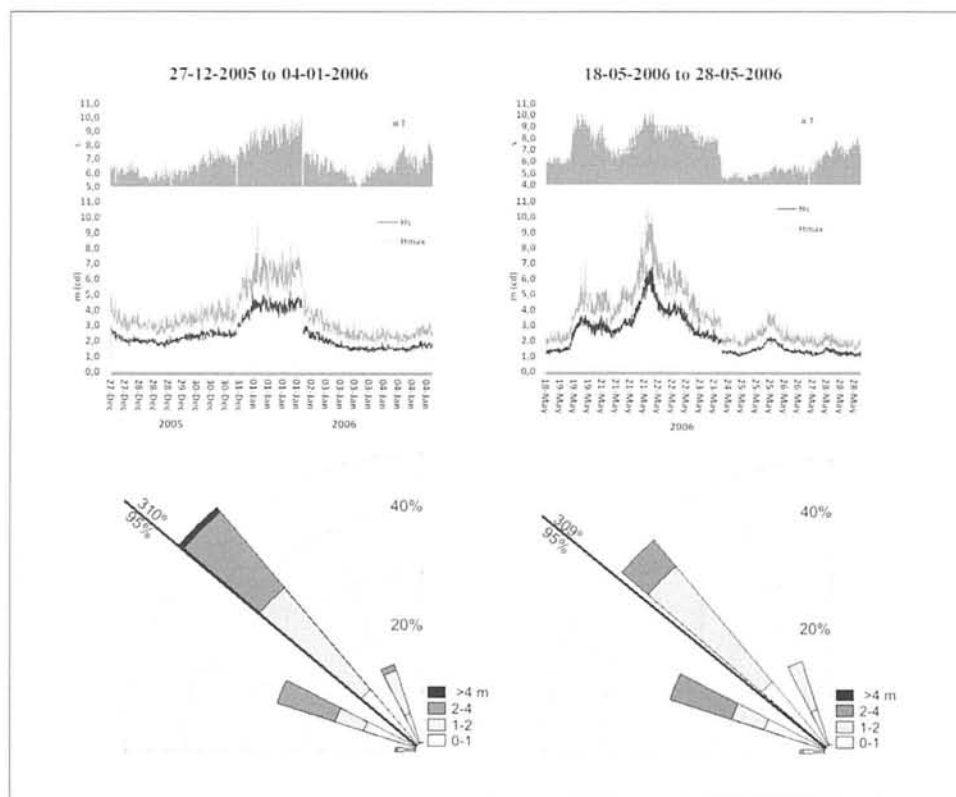


Figure 3. Wave parameters from Leixões wave buoy preceding monitoring campaigns.

Table 4. Slope, volume and mean sediment size in the three beach systems. S_m – slope ($\times 102 = \%$); V_m – mean volume (m^3/m^3); SB_m – mean sediment budget (m^3/m^3); SB_{max} – maximum variability of sediment budget (m^3/m^3); TT_{sed} – mean sediment size of the tidal terrace (mm); BBF_{sed} – mean sediment size of the base of the beach face (mm); BF_{sed} – mean sediment size of the beach face (mm); B_{sed} – mean sediment size of the berm (mm); C_{sed} – campaign average sediment size (mm); N_p – not present.

	Date	S_m	V_m	SB_m	SB_{max}	TT_{sed}	BBF_{sed}	BF_{sed}	B_{sed}	C_{sed}
S^{ta}. Rita Beach	17.12.2005 (pre-storm)	0,0512	806,133	349,813	1.093,261	Np	0,370	0,348	0,602	0,440
	04.01.2006 (storm)	0,0472	1155,946			Np	0,537	0,363	0,400	0,433
	14.05.2006 (pre-storm)	0,0988	1648,873	-149,044	298,097	0,466	0,715	0,542	0,571	0,573
	28.05.2006 (storm)	0,0596	1499,829			0,551	0,475	0,517	0,484	0,507
Azul Beach	16.12.2005 (pre-storm)	0,0514	1391,846	-101,497	504,541	0,417	0,549	0,580	Np	0,515
	02.01.2006 (storm)	0,0567	1290,348			0,473	0,434	0,428	Np	0,445
	15.05.2006 (pre-storm)	0,0711	1033,670	89,769	122,212	0,746	0,742	0,437	Np	0,642
	26.05.2006 (storm)	0,0340	1123,439			0,525	0,855	0,506	Np	0,628
Foz do Lizandro Beach	15.12.2005 (pre-storm)	0,0725	2782,981	-399,519	1.289,503	0,714	0,443	0,498	0,544	0,550
	03.01.2006 (storm)	0,0444	2383,462			0,400	0,410	0,426	0,398	0,409
	12.05.2006 (pre-storm)	0,0826	2344,240	-90,591	1.523,128	Np	0,544	0,428	0,458	0,477
	25.05.2006 (storm)	0,0601	2253,649			Np	0,536	0,364	0,395	0,431
S^{ta}. Rita Beach						0,509	0,524	0,443	0,514	
Azul Beach						0,540	0,645	0,488	Np	
Foz do Lizandro Beach						0,557	0,483	0,429	0,449	

Azul beach have the smallest variation in sediment budget variability. January erosion (-101,497 m^3/m^3) is almost equivalent to May accretion (89,769 m^3/m^3).

Differences in systems responses to the same energetic event can be measured also with maximum sediment budget variability (Table 4). The highest maximum budget value in January (1289,503 m^3/m^3 in Foz do Lizandro beach) was 2,5 times higher than the value of Azul beach (504,541 m^3/m^3). In May this relation rose to 12,5 times showing the extreme differences in the morphodynamic responses of this systems.

Mean beach slope variability (Table 4) is lower in Azul beach (3,71%), similar in Foz do Lizandro beach (3,82%) and higher in Sta. Rita beach (5,16%).

The sediment collected during the four campaigns is characterised by middle medium to middle coarse sands (Table 4) with sizes that range from 0,348mm to 0,855mm. The low range of mean sand sizes, approximately $1,25\phi$, may be associated to the high selectivity of the transport agent and to the homogeneity of the sediment source.

The December-January sediments are in average lower when compared to average sediment size from the May campaigns, exception made for Foz do Lizandro where overall mean sand size is slightly higher in December-January campaigns (Table 4).

Superior values of mean sand sizes can also be found in the tidal terrace (0,540mm in Azul beach and 0,557mm in Foz do Lizandro

beach) and in the base of the beach face (0.524mm in S^{1a}, Rita, 0.645mm in Azul beach and 0.483mm in Foz do Lizandro beach). These morphological elements are placed where the wave breaker point moves back and forward during the high tide cycle, resulting in higher concentration of turbulence and wave energy dissipation. This differentiation is not clear in the beach face and in the berm where it would be expected a gradual decrease in the sediment size (Table 4).

Sand samples are moderately well sorted according to Friedman (1962) classification. Standard deviation shows little variation when all campaigns are analysed (0,616 – 0,779). Foz do Lizandro beach has the wider range in the sample dispersion measure (0,616 in the tidal terrace; 0,739 in the base of the beach face; 0,755 in the beach face; 0,733 in the berm) in contrast with Sta. Rita which reveals the highest homogeneity both in mean (Table 4) and standard deviation measures (0,695 in the tidal terrace; 0,722 in the base of the beach face; 0,745 in the beach face; 0,733 in the berm).

5. Discussion

Although a wave breaker type and beach profile continuum occur in natural beaches,

accessing wave breaker conditions and morphodynamic state of the beach by formula and models is essential in order to compare the systems response to high energy input during one or several episodes.

According to Wright and Short (1984) – classification ($<1\Omega$ reflective; $2\Omega - 5\Omega$ intermediate; $>6\Omega$ dissipative), the three beach systems lie between the dissipative and intermediate systems. The high wave climate events that occurred in January and May of 2006 (Fig. 4) are responsible for a general change in S^{1a}. Rita, Azul and Foz do Lizandro beach systems towards dissipative morphology (Fig. 4, Tables 5 and 6).

December – January results show that Sta. Rita evolved from low tide terrace with berm formation to quasi-dissipative behaviour. The general decrease in ξ_b values (Table 5) from the pre-storm to storm conditions, especially due to H_b and L_0 increase, reflects an amplification of wave energy dissipation along submerged profiles and an decrease in the energy's reflection over the beach system, as closure depth moves away from the shoreline.

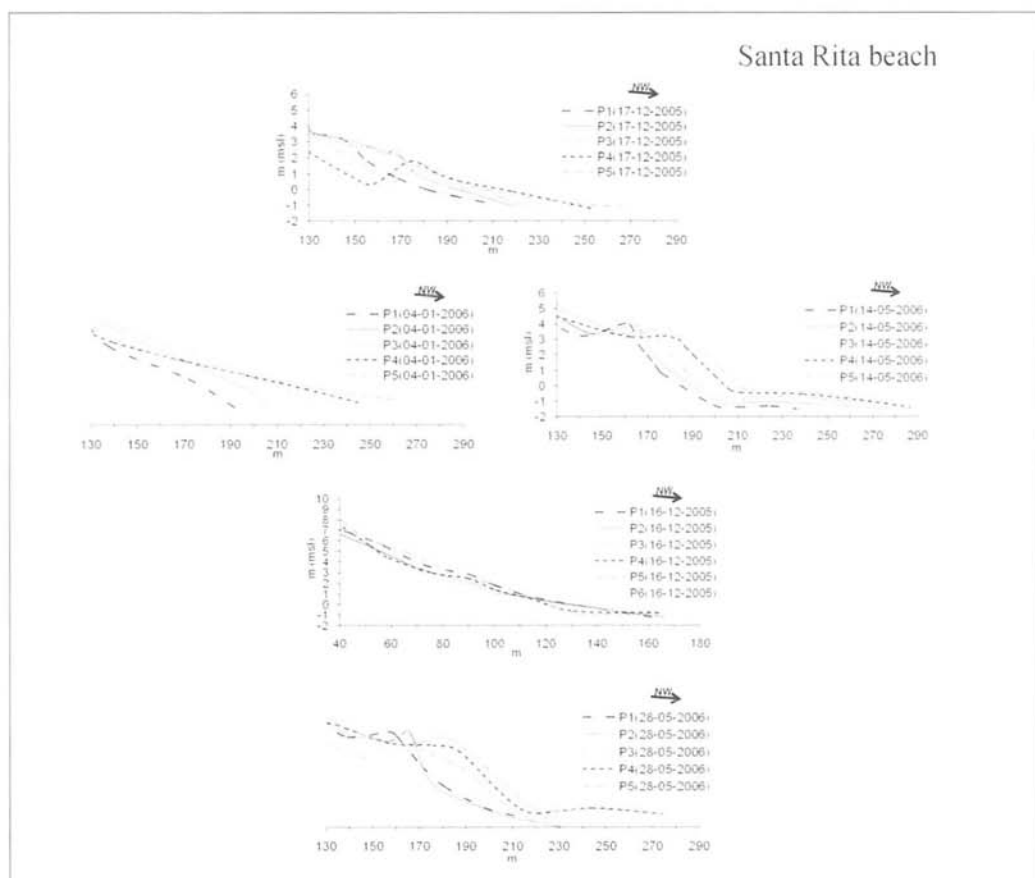
The same response was not observed in May campaigns (Fig. 4) as beach profile reached only rhythmic bar and beach behaviour. In fact, for similar offshore storm values (Fig. 3) Ω is much lower in May.

Table 5. Surf similarity index parameterization (ξ_b), based on wave data from Leixões buoy. SP – spilling breakers; SG – surging breakers.

		S ^{1a} . Rita beach				Azul beach				Foz do Lizandro beach			
		S	H _b	L ₀	ξ_b	S	H _b	L ₀	ξ_b	S	H _b	L ₀	ξ_b
January	Pre-storm	0,0512	0,74	42,15	0,3864 SP	0,0514	0,74	42,15	0,3879 SP	0,0725	0,74	42,15	0,5472 SG
	Storm	0,0472	2,02	71,51	0,2808 SP	0,0567	2,02	71,51	0,3373 SP	0,0444	2,02	71,51	0,2641 SP
May	Pre-storm	0,0988	1,09	46,74	0,6470 SG	0,0711	1,09	46,74	0,4656 SG	0,0826	1,09	46,74	0,5409 SG
	Storm	0,0596	1,62	55,26	0,3480 SP	0,0340	1,62	55,26	0,1985 SP	0,0601	1,62	55,26	0,3510 SP

Field observations revealed the presence of one longshore bar in January whilst in May there were at least two bars present. According to Battjes (1974) classification, the wave type for the two high wave climate conditions was the spilling breaker, given as storm in Table 5. Spilling breakers are usually associated with steep incident waves ($\approx H_b \geq L_b$) and low gradient beach profiles that play a significant role in wave energy dissipation. The presence of multi-barred submerged profile and very well defined crescentic berms in S^{ia} . Rita pre-storm May morphology (Fig. 4) acted as a buffer to wave energy and to onshore sediment transport, restricting beach profile progression towards fully dissipative behaviour. The differentiated Ω values for January and

May storm events are consistent with the maximum sediment budget variability expressed in Table 4, where higher variability of January storm ($1.093,261\text{m}^3$) is contrasting with lower May value ($298,097\text{m}^3$). Further more, sediment size variations across beach profile confirm this tendency. An increase in January mean sediment size between pre-storm and storm data (Table 4) is noted on the base of the beach face and on the beach face (BBF – $0,370\text{mm}$ to $0,527\text{mm}$; BF – $0,348\text{mm}$ to $0,363\text{mm}$), which directly reflects a rise in the energetic levels. May results reveal the opposite tendency, with a decrease in mean sand size between pre-storm and storm conditions.



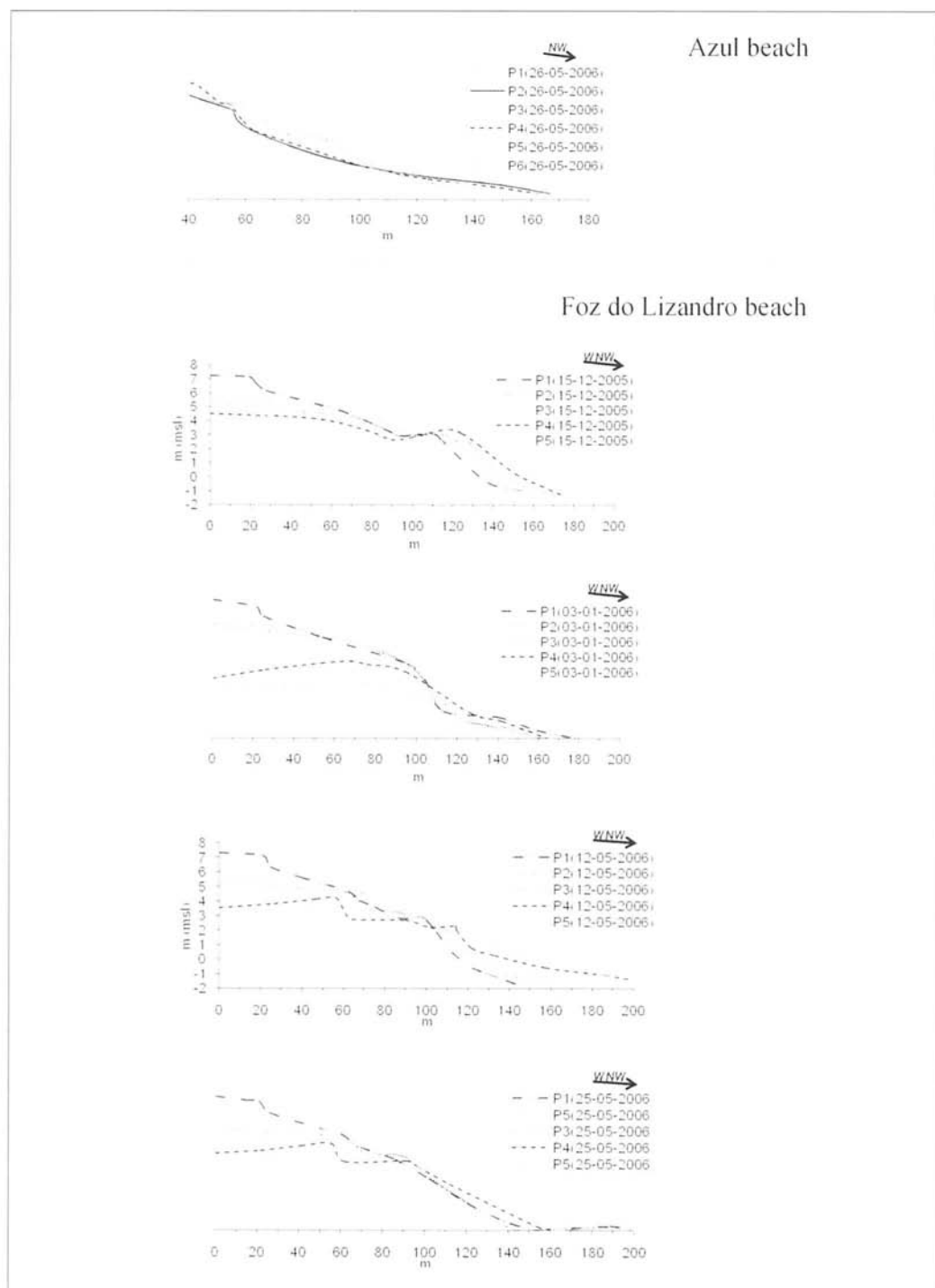


Figure 4. Beach profile sequence in Sta. Rita, Azul and Foz do Lizandro.

Exception made for more energetic and/or durable storms it can be assumed that the intermediate morphodynamic state of longshore bar-trough is the limit response to high hydrodynamic events. The modal state of morphodynamic behaviour during low-energy wave climate was found to be the low tide terrace.

Azul beach morphology ranged from low tide terrace in pre-storm measurements to longshore bar-trough in January and transverse bar and rip in May, as a response to the respective storm events (Table 6). Field observations revealed a decrease in the number of bars from pre-storm to storm morphology. In December, the pre-storm submerged morphology included one bar indirectly observed through the number of consistent breaker lines present during low tide. This bar disappeared after January storm. A two bar system was also found in May pre-storm conditions. This bar system was reduced to one transversal bar after late May high wave event.

The existence of a barred system in May observations along with low values of ξ_b

(0,3373 – January storm; 0,1985 – May storm) indicate high dissipative behaviour of the submerged beach and was a major contribution to the lowest mean variability of January (-101,497m/m³) and May (89,769m/m³) sediment budgets (Table 4).

This fact doesn't necessary mean a less dynamic system when compared to the other two beaches. Dimensionless fall velocity parameter values and it's correspondent classification (Wright and Short, 1984) and the observed bar number along the four campaigns denote high morphological dynamics of the submerged beach profile.

Azul beach modal state of morphodynamic behaviour (low tide terrace) and limit conditions under storm influence (longshore bar-trough) can be assumed as being similar to Sta. Rita beach.

Unlike S^{ta}. Rita and Azul beach, Foz do Lizandro beach reached the fully dissipative morphodynamic behaviour in January storm event and the range of Ω values indicate the full spectrum of intermediate types are present (Table 6).

Table 6. Dimensionless fall velocity parameterization (Ω). D – dissipative; LBT – longshore bar-trough; RBB – rhythmic bar and beach; TBR – transverse bar and rip; LTT – low tide terrace.

		S ^{ta} . Rita beach				Azul beach				Foz do Lizandro beach			
		H _b	T	W _c	Ω	H _b	T	W _c	Ω	H _b	T	W _c	Ω
January	Pre-Storm	0,74	5,17	0,071	2,0160 LTT	0,74	5,17	0,076	1,8833 LTT	0,74	5,17	0,069	2,0744 LTT
	Storm	2,02	6,73	0,055	5,4572 LBT	2,02	6,73	0,061	4,9205 LBT	2,02	6,73	0,051	5,8853 D
May	Pre-Storm	1,09	5,44	0,075	2,6716 LTT	1,09	5,44	0,082	2,4435 LTT	1,09	5,44	0,064	3,1307 TBR
	Storm	1,62	5,86	0,066	4,1886 RBB	1,62	5,86	0,083	3,3307 TBR	1,62	5,86	0,054	5,1195 LBT

At Foz do Lizandro, the high variability in morphodynamic states is consistent with the higher values of maximum sediment budget changes over the four campaigns (1289.503m³ in January and 1523.128m³ in May, (Table 4). This system is smaller and, unlike the other beach systems, beach morphology is conditioned not only by wave climate but also by direct river hydrodynamics during winter. The Lizandro river flows in the southernmost sector of the beach (Fig. 2) and in high water episodes can flood and erode the beach and the backshore profile. This combined fluvial and marine hydrodynamics probably explain the higher volume and parameter variability recorded in this system.

Because of this high variability in the beach profile it was not possible to characterize modal behaviour of Foz do Lizandro beach. More wave, morphologic and sediment data is needed to fully understand this system dynamics.

6. Conclusion

Beach morphology dynamics depends, in the first place, on the variations of wave energy reaching the coast, namely during storms, and secondly on sediment availability to fulfill loss from high hydrodynamic events.

Parameterization of data collected with regular beach profile monitoring campaigns is a useful tool to predict and validate beach behaviour. The use of the surf similarity index (ξ_b) and the dimensionless fall velocity (ξ_h) parameters allowed differentiating between the three beach systems' behaviour before and right after two high wave events that occurred in January and May 2006. Field data parameterization allowed establishing modal behaviour and limit response to high wave climate within

Wright and Short morphodynamic model. Sta. Rita and Azul beach have the same modal morphodynamic behaviour (low tide terrace) as well as the similar response limit to storm conditions (longshore bar-trough). Foz do Lizandro revealed no modal morphodynamic behaviour and reached fully dissipative conditions during January storm event.

The Ω parameter showed good predictive results when compared to the observed beach morphology.

Results reveal the high potential of beach monitoring programmes in the prediction of local system behaviours under high wave events and, therefore, in potential beach damage by storms.

References

- ANFUSO, G. & BENAVENTE, J. (2006): Approximation to the classification and morphodynamic behaviour of the beaches between Chipiona and Rota (Cádiz, SW Spain); *Ciencias Marinas*, 32 (4), p. 605 – 616
- BAPTISTA, P. (2006): *O sistema de posicionamento global aplicado ao estudo de litorais arenosos*; Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro, 278 p.
- BATTJES, J. (1974): Surf similarity; *Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, p. 466 – 480
- BENAVENTE, J., DEL RÍO, L., ANFUSO, G., GARCIA, F. & REYES, J. (2002): Utility of morphodynamic characterization in the prediction of beach damage by storms; *Journal of Coastal Research*, SI36, ICS Proceedings, p. 56 – 64
- BENEDET, L., FINKL, C. & KLEIN, A. (2004): Morphodynamic classification of beaches on the Atlantic coast of Florida: geographical variability of beach types,

beach safety and coastal hazards; *Journal of Coastal Research*, SI39, Proceedings of the 8th International Coastal Symposium

BENEDET, L., FINKL, C., CAMPBELL, T. & KLEIN, A. (2004): Predicting the effect of beach nourishment and cross-shore sediment variation on beach morphodynamic assessment; *Coastal Engineering*, 51, p. 839 – 861

BETTENCOURT, P. & ÂNGELO, C. (1992): Faixa costeira Centro-Oeste (Espinho-Nazaré): Enquadramento geomorfológico e evolução recente; *Geovas. A Geologia e o ambiente*, Número Especial 1, Lisboa, p. 7 – 30

CARVALHO, F. (2004): Temporais no mar da região costeira de Portugal continental. in Alveirinho Dias, J. & Ferreira, Ó. *Methods for determining and representing coastal hazards*; Universidade do Algarve, p. 34 – 35

CARVALHO, M. (1992): Valores extremos de agitação marítima (Figueira da Foz). Tratamento local dos dados existentes; *Rel. 13/92 – A, PO-WAVES, IH – LNEC*: 108 p.

COSTA, C. (1994): Wind wave climatology of the portuguese coast. Final report of sub-project A; *Rel. 6/94 – A, PO-WAVES, IH – LNEC*, 79 p.

FERREIRA, Ó. (1998): Morfodinâmica de praias expostas: aplicação ao sector costeiro de Aveiro – Cabo Modêgo; Dissertação de Doutoramento, Universidade do Algarve, 337 p.

FRIEDMAN, G. (1962): On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones; *Journal of Geology*, V. 70, p. 737 – 753

FRIEDMAN, G. & SANDERS, J. (1978): *Principles of sedimentology*; John Wiley & Sons. U.S.A., 792 p.

GOODFELLOW, B. & STEPHENSON, W. (2005): Beach morphodynamics in a strong-wind bay: a low-energy environment? *Marine Geology*, 214, p. 101 – 116

HALLERMEIER, R. J. (1981a): Terminal settling velocity of commonly sand grains. *Sedimentology*, 28, p. 859 – 865

HALLERMEIER, R. J. (1981b): *Fall velocity of beach sands*. Coastal Engineering Technical Note, CETN-B-4, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, 2 p.

HENRIQUES, R. (2004): SEDMAC/SEDPC: An application to support particle size analysis of unconsolidated sediments; *32nd International Geological Congress*, Abs. Vol., pt. 1, abs. 154-6, p. 726

KOMAR, P. (1998) – *Beach processes and sedimentation*. Prentice Hall, 544 p.

KOMAR, P. & GAUGHAN, M. (1972): Airy wave theory and breaker height prediction; *Proceedings of the 13rd Conference on Coastal Engineering*, ASCE, p. 405 – 418

LARANGEIRO, S., OLIVEIRA, F. & FREIRE, P. (2002): Numerical characterization of the longshore sediment dynamics at Buarcos Beach, West coast of Portugal; *Littoral 2002, The changing coast*, EUROCOAST – EUCC, porto, p. 369 – 374

MASSELINK, G. & HEGGE, B. (1995): Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia; *Marine Geology*, 129, p. 1 – 23

MASSELINK, G. & HUGHES, M. (2003): *Introduction to coastal processes and geomorphology*; Hodder Arnoldress, 354 p.

MUNK, W. (1949): The solitary wave theory and its applications to surf problems; *Annals of the New York Academy of Science*, nº 51 (3), p. 376 – 424

NEVES, M. (2004): *Evolução actual dos litorais rochosos da Estremadura Norte. Estudo de Geomorfologia*; PhD Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 554 p.

OLIVEIRA, I., VALLE, A. & MIRANDA, F. (1982): Littoral problems in the portuguese West coast; *Coastal Engineering Proceedings*, vol. III, p. 1950 – 1969

OLIVEIRA PIRES, H (1989): Alguns aspectos do clima de agitação marítima de interesse para a navegação na costa de Portugal. *O clima de Portugal*; Fasc. XXXVII, vol 2, INMG, Lisboa, 34 p.

OLIVEIRA PIRES, H. & CARVALHO, F. (1996): *Fundamento e características do modelo de ondas de terceira geração MAR3G*. Instituto de Meteorologia; Lisboa, 38 p.

PASSEGA, R. (1957): Texture as characteristic of clastic deposition; *AAPG Bull.* 41, p. 1952 – 1974

PEREIRA, A. R. (1987): Aspectos da evolução do relevo de Portugal. Litoral entre a serra de Sintra e a praia de S. Julião (Ericeira); *Finisterra*, XXII (44), p. 423-434

PEREIRA, A. R. (1991): A margem continental portuguesa. Breve síntese do conhecimento actual; *Finisterra*, 51, Lisboa, p. 149 – 185

PEREIRA, A. R. (1999): A importância do conhecimento do clima de agitação marítima na planificação de obras costeiras. O exemplo de Sines. in A. Ramos Pereira, César Andrade, Maria Conceição Freitas, Mário Neves, Jorge Trindade, Anabela Cruces e Ana Maria Viegas, *Livro – Guia da visita de estudo ao litoral entre S. André e Vila Nova de Milfontes*; EUROCOAST - Portugal

TABORDA, R. (1993): *Modelação da dinâmica sedimentary induzida pela*

ondulação na plataforma continental portuguesa: Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa, 126 p.

TABORDA, R. & DIAS, J. A. (1992): Análise da Sobreelevação do Mar de Origem Meteorológica durante os Temporais de Fevereiro/Março de 1978 e Dezembro de 1981. *Geonovas*, I, p. 89-97

TRINDADE, J., PEREIRA, A. R. & METROGOS, R. (2006): Aquisição de dados sobre a dinâmica de praias em diversas escalas temporais. Exemplos do litoral da Extremadura; *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. III, p. 85 – 91.

TRINDADE, J., PEREIRA, A. R., NEVES, M., BORGES, B. & PAIXÃO, R. (2007): Monitorização da morfodinâmica de praias com dGPS e Estação Total. Comparação de resultados; *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. V, p. 293 – 301.

VIDINHA, J., ANDRADE, C. & TEIXEIRA, S. (1997): Análise morfológica do cordão dunar entre Espinho e o Cabo Mondego (Portugal); *In Colectânea de ideias sobre a zona costeira de Portugal*, Associação EUROCOAST – Portugal, Porto, pp. 391 – 416.

WEISHAR, L. & BYRNE, R. (1978): Maximum breaker height; *Journal of Waterways, Harbours and Coastal Engineering Division*, ASCE, nº 98, p. 529 – 548

WRIGHT, L. & SHORT, A. (1984): Morphodynamic variability of beaches and surf zones, a synthesis; *Marine Geology*, 56, p. 92 – 118.

Los episodios Heinrich en la costa de Galicia (NW de la Península Ibérica). Un análisis a través de los sedimentos continentales

Manuela Costa Casais

Laboratorio de Arqueoloxía da Paisaxe (Lar)
Instituto de Estudios Galegos Padre Sarmiento.
IEGPS-CSIC-XuGa
phnuec@usc.es

Ramón Blanco Chao

Departamento de Geografía
Facultad de Geografía e Historia
Universidad de Santiago de Compostela (USC)

Antonio Martínez Cortizas

Edafología y Química Agrícola
Facultad de Biología, Campus Sur
Universidad de Santiago de Compostela (USC)

Augusto Pérez Alberti

Departamento de Geografía
Facultad de Geografía e Historia
Universidad de Santiago de Compostela (USC)

LOS EPISODIOS HEINRICH EN LA COSTA DE GALICIA (NW DE LA PENÍNSULA IBÉRICA). UN ANÁLISIS A TRAVÉS DE LOS SEDIMENTOS CONTINENTALES

Manuela Costa Casais
Ramón Blanco Chao
Antonio Martínez Cortizas
Augusto Pérez Alberti

RESUMEN: La ubicación del depósito sedimentario de Caamaño en una paleoensenada, ha favorecido la acumulación de materia desde al menos el 36.000 BP hasta la actualidad. Su formación ligada a una pequeña área preferencial para la acumulación, ha permitido que se conserve un registro sedimentario continental muy detallado. Este depósito, hoy convertido en acantilado activo, es un archivo de alto valor paleoambiental. En él han quedado registrados procesos erosivo-acumulativos, representados por niveles coluviales, que se pueden correlacionar con los eventos Heinrich, ya identificados en otros testigos marinos recogidos en el Atlántico Norte.

PALABRAS CLAVE: Episodios Heinrich, archivos paleoambientales, facies periglaciares, facies coluviales.

ABSTRACT: The location of the sedimentary deposit in Caamaño, a small bay, has favoured the accumulation of material since at least 36.000 BC. Its formation, which is related to a small preferential area for accumulation, has allowed a detailed continental sedimentary record to be preserved. This deposit, today an active cliff, is a highly valuable palaeoenvironmental record that contains a number of erosive-cumulative processes, represented by colluvial layers, which can be correlated with a number of Heinrich events identified in marine sediment cores from the North Atlantic.

KEY WORDS: Heinrich events, palaeoenvironmental archives, periglacial facies, colluvial levels.

1. Introducción

Las investigaciones realizadas en registros paleoclimáticos de alta resolución reflejan que la historia del clima ha sido muy variable. Desde la década de los 80 del siglo pasado los científicos comenzaron a detectar oscilaciones milenarias en el aporte de

sedimentos marinos procedentes del Atlántico Norte, que fueron definidas como «zonas estériles». Esta calificación hacía referencia a la ausencia de foraminíferos planctónicos y coccolitofóridos en los sedimentos que se encontraban en esta región durante los intervalos cálidos, y a la presencia de acumulaciones terrestres tales

como fragmentos carbonatados, vidrios volcánicos y granos de cuarzo, en estos mismos materiales, aportados por la deriva de los icebergs (*Ice-Rafted Debris, IRD*) (Duplessy et al., 1981; Heinrich, 1988). Los investigadores que trabajaban sobre este tema los denominaron Eventos Heinrich (H), en honor al geólogo H. Heinrich, quien descubrió que había eventos que representaban horizontes sedimentarios de IRD, y que se repetían con una frecuencia de varios miles de años. Los geólogos marinos, también, descubrieron variaciones de corta duración en dos tipos de señales climáticas: a) fragmentos detríticos arenosos, y b) restos de foraminíferos polares (*N. pachyderma*). Los horizontes de IRD y los elevados porcentajes de foraminíferos polares indicaban aguas frías con la presencia de más icebergs (Heinrich, 1988; Bond & Lotti, 1995). Los IRD detectados por Heinrich (grandes eventos de *ice-rafting*) se sucedieron en tiempos en el que el clima estuvo enfriándose durante varios milenios, y cada uno de los episodios de IRD fue seguido por un retorno rápido a temperaturas cálidas.

Las oscilaciones milenarias, durante la última glaciación, que se sucedieron en la región de Groenlandia y el Atlántico Norte, no se vieron limitadas tan sólo a cambios en la temperatura del aire y de la circulación atmosférica sobre el casquete de hielo de Groenlandia. Las oscilaciones milenarias estuvieron relacionadas, con otras partes importantes del sistema climático, entre las que destacan: a) la temperatura del aire y de las aguas superficiales del Atlántico Norte, donde vivieron los foraminíferos planctónicos; b) los márgenes Atlánticos de los casquetes de hielo, los cuales aportaron los icebergs que transportaron los fragmentos detríticos arenosos (niveles de IRD) y c) la formación de aguas profundas del Atlántico Norte (NADW).

Las señales provocadas por estos cambios se preservaron en archivos naturales: glaciares, sedimentos lacustres, turberas, sedimentos antiguos de los márgenes continentales y testigos de los márgenes oceánicos. Los márgenes continentales han sido por tanto, lugares de deposición preferente de sedimentos procedentes de la erosión terrestre, y un buen ejemplo de ello, lo es la costa atlántica gallega (NW España), que está fosilizada por material sedimentario antiguo, mayoritariamente de origen continental, lo que los convierte en archivos de un alto valor paleoambiental. Las dataciones radiocarbónicas obtenidas para algunos niveles orgánicos han corroborado que buena parte de ellos se han generado en el Pleistoceno final, mientras que el tipo de facies indica que se constituyeron bajo condiciones de tipo periglaciario (Costa Casais, 1995; Trenhaile, et al. 1999; Costa Casais, 2001; Blanco Chao et al, 2002; Blanco Chao, et al, 2006).

Los objetivos que se pretenden obtener con este trabajo son: (1) documentar, relacionar y contextualizar las facies sedimentarias de origen coluvial con los procesos principales que las han generado, entendiendo por coluviales los niveles compuestos mayoritariamente por material grueso -tamaño gravas, cantos y bloques. y (2) relacionar los procesos coluviales con los eventos Heinrich (HE) con el fin de poder determinar y comparar la escala de impactos paleoclimáticos a nivel local, regional y extrarregional.

2. Localización y metodología

El depósito de Caamaño se localiza en la margen sur de la Ría de Muros-Noia, en una pequeña ensenada, en la costa Atlántica de la Península Ibérica (Fig. 1).

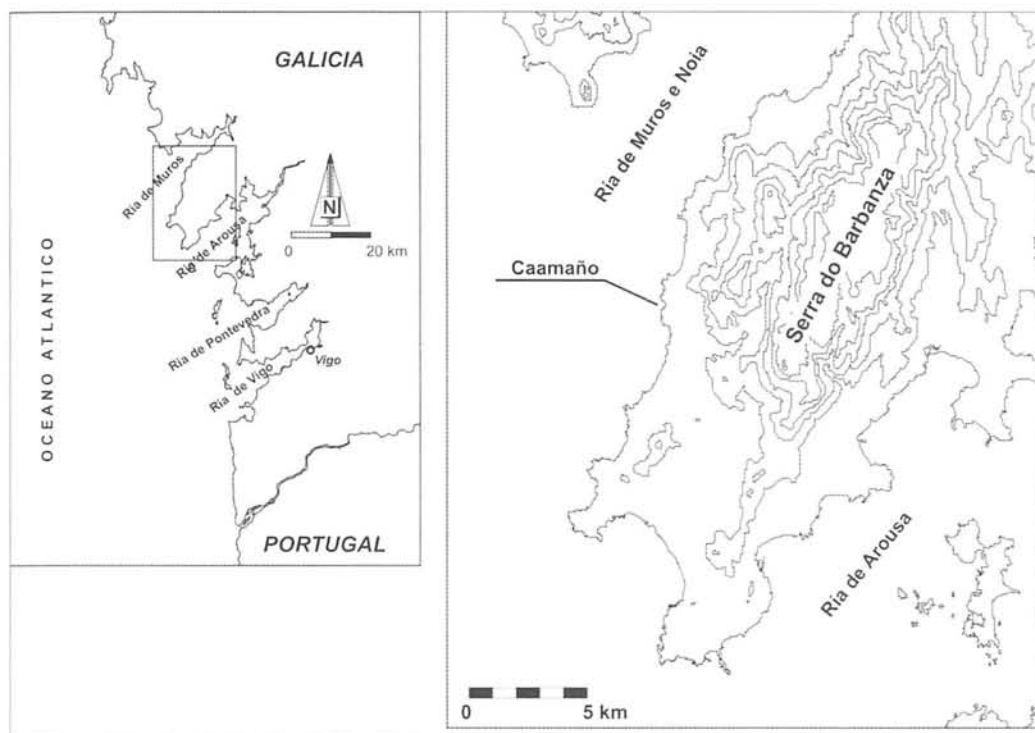


Figura 1. Localización del depósito de Caamaño en la Ría de Muros-Noia, costa Atlántica gallega.

Se trata de un sector de costa plano, de 3-4 km de anchura, situado al pie de la Sierra del Barbanza (650 m), (Fig. 2). En la línea de costa, se desarrolla una amplia plataforma litoral, que en la parte interna está fosilizada de forma discontinua por cantos, gravas y arenas gruesas, fuertemente cementados, y con una potencia variable que fluctúa entre los 20 y 50 cm. Este material sedimentario formaba parte de un nivel de playa antigua, que recubría en su totalidad la parte interna de la actual ensenada de «Furna de Laxe» (Trenhaile, *et al.*, 1999).

A fin de documentar, relacionar y contextualizar las facies sedimentarias más representativas del depósito de Caamaño se realizaron en campo, descriptivas secuenciales detalladas, de muro a techo, desde los

bordes de la ensenada hasta su parte interna. Se acometen también descriptivas de las distintas fases coluviales y se analizan su distribución en el depósito, tanto lateral como verticalmente. La información que se obtiene en esta primera fase de análisis sedimentológica, permite seleccionar el perfil tipo que se va a muestrear. Los criterios seguidos para ello han sido fundamentalmente dos: 1) que ejemplifique todas las facies sedimentarias representativas en el depósito, y 2) que alcance un desarrollo vertical importante.

Siguiendo estos parámetros se muestreó una secuencia en el centro de la ensenada de casi 8 m de potencia, con un total de 114 muestras, recogidas cada 5 cm, a excepción de los niveles muy pedregosos –coluviales–



Figura 2. Localización del depósito de Caamaño en A Furna de Laxe, a los pies de la sierra del Barbanza.

donde no fue posible tomar muestras a intervalos tan pequeños. En cada una de ellas se efectuó un análisis textural, determinándose el porcentaje de material grueso (> 2 mm) y fracción tierra fina (< 2 mm). Sobre esta última se realizó el análisis granulométrico, separándose las fracciones arena, limo y arcilla; se determinó el pH; fósforo asimilable; bases y aluminio de intercambio y extracciones selectivas de Fe y Al. Sobre la fracción tierra fina molida, se determinó el contenido de carbono y nitrógeno orgánico totales y elementos traza (20 elementos analizados). Del conjunto de analíticas realizadas, sólo se utilizan para desarrollar los objetivos planteados en este

trabajo algunas de ellas, tales como: los datos granulométricos, el contenido total en C y N orgánico, y las concentraciones de Br y Fe totales. También se seleccionan diez muestras de niveles orgánicos, que fueron datadas por ^{14}C , ocho, en el Centrum voor Isotopen Onderzoek (Groningen) y dos de ellas recientemente en Uppsala Universitet - The Ångström Laboratory (Sweden)-, obteniéndose edades comprendidas entre el 36.050 (+1.430, -1210 BP) en la base del nivel orgánico más profundo (a casi 8 m) y 530 ± 80 BP a 150 cm de la superficie (Costa Casais *et al.*, 1994, 1996; Costa Casais, 1995; Threnhaile *et al.*, 1999) (Tabla I).

Tabla I. Dataciones referentes a los distintos niveles orgánicos del depósito de Caamaño.

CÓDIGO MUESTRA	PROFUNDIDAD (cm)	EDAD CONVENCIONAL BP	EDAD CALIBRADA (1 σ)	EDAD CALIBRADA (2 σ)	CÓDIGO LABORATORIO
CAA-20	95-100	530 \pm 80	505 - 563	439 - 669	GrN-22279
CAA-32	155-160	2720 \pm 140	2717 - 3064	2455 - 3216	GrN-22280
CAA-43	210-220	3180 \pm 50	3364 - 3448	3322 - 3486	Ua-33774
CAA-63	390-395	14465 \pm 200	17166 - 17604	16946 - 17796	Ua-33775
CAA-68	500-505	20160 \pm 270			GrN-20580
CAA-71	515-520	28750 +1100 -900			GrN-21593
CAA-90	610-615	29400 + 2200-1700			GrN-21592
CAA-99	655-660	30120 +670 -620			GrN-20507
CAA-110	740-745	32340 +2400 -1800			GrN-21591
CAA-112	750-755	36050 + 1430 -1210			GrN-20506

3. Resultados y discusión

3.1. Facies sedimentarias. La importancia de las facies periglaciares

Se trata de un depósito complejo, situado en la actual línea de costa, formado por facies marino-eólicas y continentales. La primera de ellas, localizada de forma discontinua sobre la plataforma litoral, y con una escasa potencia que no supera los 50 cm, constituye la base de la secuencia estratigráfica. Sobre ésta se suceden seis facies de origen continental, que muestran un mayor desarrollo vertical. Están compuestas por una alternancia de niveles de material fino, ricos en materia orgánica, con carbones y gravas intercaladas –angulosas, subangulosas y en algunos niveles redondeadas–, que son erosionadas y fosilizadas

por consecutivos niveles coluviales (Fig. 3). Estas facies coluviales son formadas en un ambiente general frío, en donde los procesos más importantes son los de tipo periglacial. Las condiciones climáticas generales producidas en un ambiente periglacial no se mantienen uniformes, lo que provoca cambios en la sedimentación, controlados por las variaciones en los aportes de humedad e intensidad del frío. Los procesos periglaciares desarrollados bajo un ambiente frío y seco son diferentes a los generados en ambiente menos frío y más húmedo. Estas variaciones, se plasman en los registros visibles, como son las características sedimentológicas que muestran los niveles coluviales, y en los registros invisibles, representados por algunas propiedades químicas que muestran los suelos.

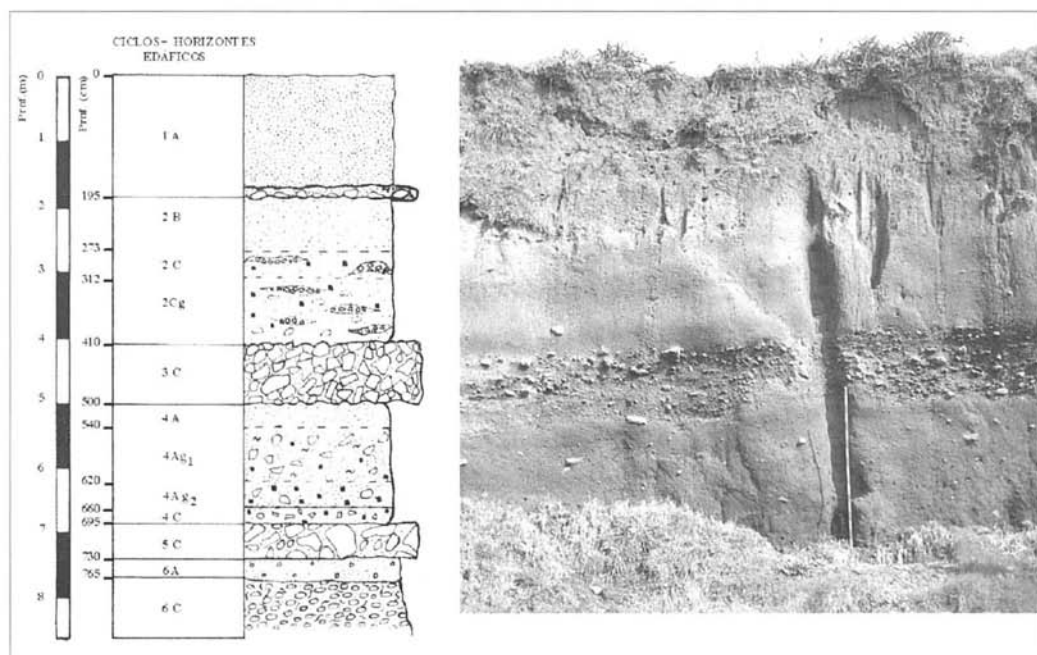


Figura 3. Esquema edáfico del depósito de Caamaño y del perfil central muestreado.

La dinámica periglacial, ha tenido un importante papel en la formación de los niveles coluviales. En cada uno de ellos, dependiendo de su ubicación en el perfil, tanto en sentido vertical como horizontal, se han definido diferentes facies «tipo» de origen periglacial, destacando: «head», coladas de piedra «debris flow» y bloques aradores «ploughing blocks».

«**Head**». Son formaciones de tipo gelifluidal con bloques, cantos, gravas y arenas asociadas. Se caracteriza por la intercalación de material fino, rico en arena, con otro grueso y heterométrico, con potencias variables y con una sucesión granulométrica evidente, donde los aportes más finos presentan una estratificación más definida que los de material grueso. Es una acumulación continua, que muestra potencias más desarrolladas en los bordes (4-8m) que en la

parte central (1-2 m) del depósito. Van Vliet-Lanöe & Valadas (1983) indican que la acumulación de arenas refleja la existencia de hielo estacional profundo con permanencia de un grado de humedad importante, y la de material grueso, la de un permafrost desarrollado en un ambiente más frío y seco. Este tipo de formación es continua en los coluvios laterales de Caamaño, (Fig. 4).

Bloques aradores «ploughing blocks». Alcanzan estos bloques, en el eje mayor, hasta 1 m de longitud, y están orientados en el perfil siguiendo la máxima pendiente. Proceden de resaltes rocosos cercanos a la paleoensenada, y su ubicación actual se debe a que fueron transportados sobre un manto solifluidal, rico en finos y muy saturado, que los depositó muy cerca del lugar del que

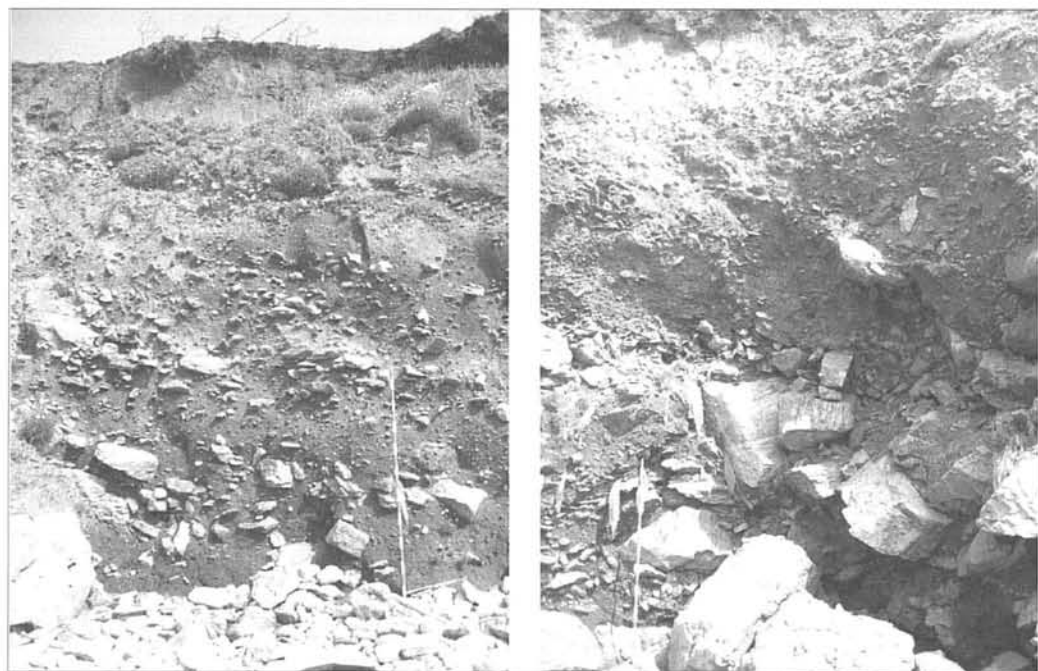


Figura 4. Los bloques, cantos, gravas y arenas asociadas forman los «head».

fueron desprendidos. Su génesis se asocia a la acción conjunta de procesos de crioreptación, gelifluxión y solifluxión (Serrano Cañadas & López Martínez, 1998; Blikra &

Selvik, 1998). Hay algún ejemplo en los bordes del perfil y en el nivel coluvial basal, desarrollados sobre material fino (Fig. 5).



Figura 5. Ejemplo de un bloque arador en el perfil, y de otro erosionado y ubicado sobre la actual playa.

Colada de piedras (debris flow). El término «debris flow» define un proceso geomorfológico de transporte, así como sus consecuencias en el relieve, siendo su peculiaridad que los sedimentos, al mezclarse con cierta cantidad de agua, adquieren capacidad de flujo (Blikra & Nemeč, 1998). Una corriente de agua al saturarse excesivamente de sedimento, puede convertirse en un *debris flow* o por el contrario, una masa sedimentaria, al asimilar la suficiente cantidad de agua, puede comenzar a fluir. En este sector se conservan formas fósiles incipientes en la margen norte de la ensenada. Los canales muestran un sección de hasta 50 cm, y la granulometría dominante es de gravas y cantos. Las primeras en el centro y las segundas en los bordes externos del canal. La dirección preferente del

material refleja un transporte y sedimentación con flujos de turbulencia, lo que provoca una mezcla heterogénea tanto en naturaleza como en granulometría del material. La orientación de los bloques tiene una dirección oblicua al flujo, característica de flujos viscosos, con un movimiento laminar o ligeramente turbulento (Blikra & Selvik, 1998). Esta forma, asociada al segundo nivel coluvial del depósito, responde a un proceso preciso y de dimensiones reducidas, que quizás se deba a zonas de ruptura de un permafrost esporádico o con fusiones rápidas lo que provocaría la saturación del material y la asistencia de su flujo, en relación a una litología o material favorable que facilite su movilización en masa (Fig. 6).

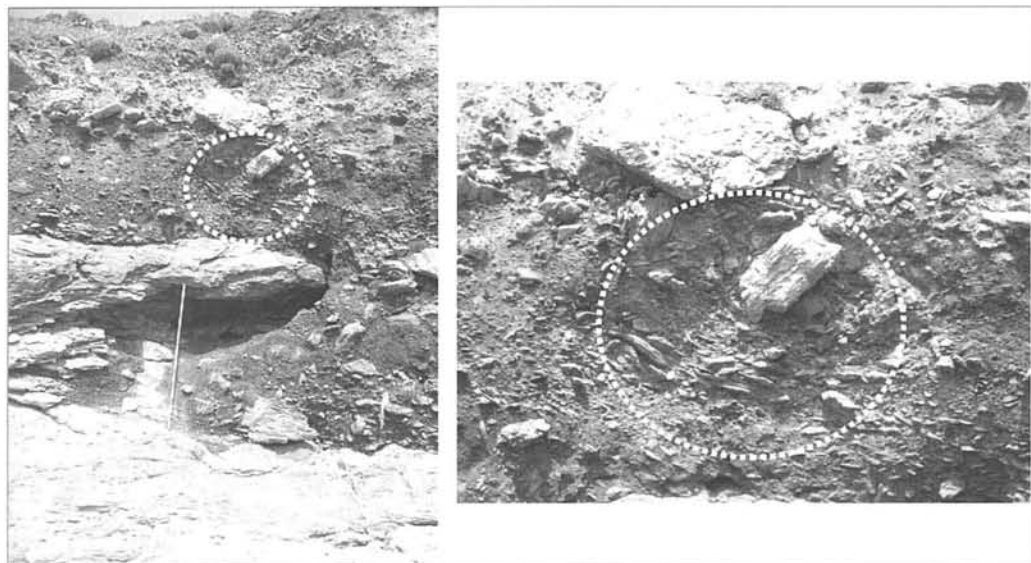


Figura 6. Formas incipientes de una colada de piedras en la margen norte de la ensenada.

3.2. Las propiedades físico-químicas

La textura del testigo analizado es franco arenosa para todos los niveles a excepción del inferior (6C), que se corresponde con el nivel de playa fósil, y los coluviales (5C y 3C). En todo el perfil dominan las arenas en la fracción tierra fina, y las gravas también son un componente minoritario, a excepción de los coluvios (Fig. 7). La materia orgánica muestra una distribución irregular con la profundidad, casi idéntica para el carbono y el nitrógeno. Los valores más elevados para ambos elementos se alcanzan en el ciclo superficial. En los horizontes A enterrados los porcentajes son inferiores, pero destacan como máximos relativos frente a los niveles coluviales que los fosilizaron (Fig. 7). El Br tiene un perfil similar al del C, disminuyendo drásticamente su concentración en los niveles coluviales, donde domina el material inorgánico (Fig. 8). Los valores máximos se alcanzan en los horizontes A de los ciclos orgánicos enterrados (4 y 6), y los

mínimos en la parte superior de los coluvios, y en el ciclo 2. Este halógeno tiene como fuente principal el océano, y si llega a los suelos es mediante deposición húmeda (precipitación), por lo que se puede utilizar como un marcador de flujo de humedad desde la atmósfera. Diversos estudios han demostrado recientemente que la incorporación de halógenos a los suelos es el resultado de la halogenación enzimática de la materia orgánica (Van Pée & Unversuch, 2003) durante su degradación (Myneni, 2002) y que su incorporación es proporcional a la deposición atmosférica (Johanson et al., 2003). Así, en algunas investigaciones llevadas a cabo en el NW ibérico, se ha empleado la acumulación de Br como marcador de los cambios en la precipitación (Fábregas et al., 2003). En los niveles coluviales del depósito de Caamaño hay bajas concentraciones de Br, lo que podría, por tanto, ser indicativo de que durante su formación la deposición atmosférica de este

elemento fue baja, quizás debido a un descenso de la precipitación total. Otros elementos minoritarios y traza como el Fe (Fig. 8), el Ti o el Mn (datos no mostrados), también tienden a disminuir en estos niveles frente a los paleosuelos. Ello se puede asociar con una mayor alteración química de los minerales en los periodos representados

por los paleosuelos -en condiciones de mayor disponibilidad de humedad (indicadas por las concentraciones mayores de Br) y temperaturas algo más altas-, que daría como resultado la acumulación de elementos inmóviles (Fe y Ti, por ejemplo) y la pérdida de otros más móviles (K, Na, Ca o Mg, por ejemplo).

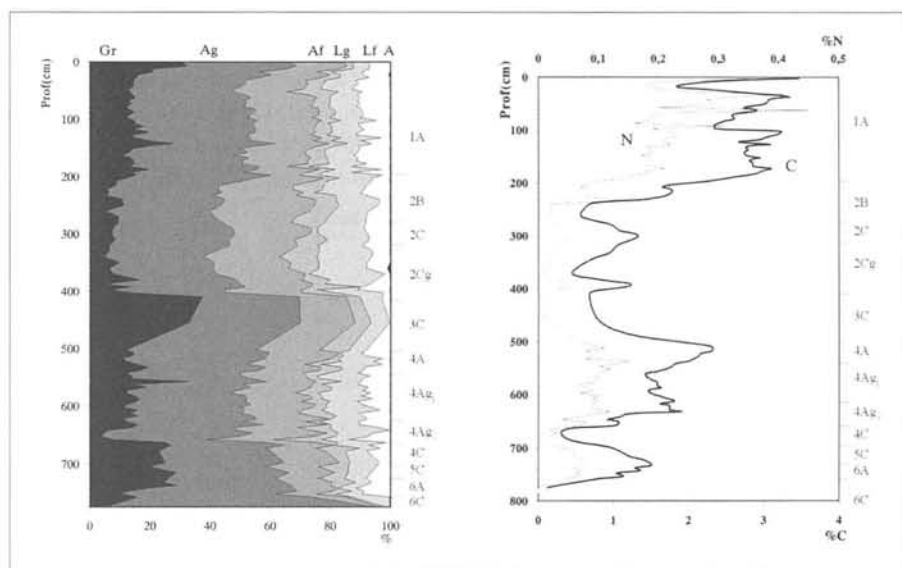


Figura 7. Características físico-químicas del depósito: composición granulométrica (Gr: gravas (>2 mm); Ag: arenas gruesas (2 mm-0.2 mm); Af: arenas finas (0.2 mm-0.05 mm); Lg: limos gruesos (0.05 mm-0.02 mm); Lf: limos finos (0.02 mm-0.002 mm); A: arcillas (<0.0063) y contenido en C y N totales.

4. Discusión y conclusiones

Las dataciones radiocarbónicas obtenidas en los niveles orgánicos contextualizan cronológicamente los datos aportados por el análisis morfosedimentario y físico-químico. El paleosuelo inferior (6) (Fig. 3 y Fig. 9) tiene una edad en la base de 36.050 (+1.430, -1.210) años BP y a techo de 32.340

(+2.400, -1.800) años BP. Este suelo es fosilizado por un primer nivel coluvial (5) cuya edad está comprendida entre esta última fecha y la de la base del segundo paleosuelo (4) que es de 30.120 (+670, -620) años BP. La edad de este primer coluvio sería de unos 31.000 años BP, y por tanto correlacionable con el evento Heinrich H3. El segundo paleosuelo tiene a techo una

edad de 20.160 (± 270) años BP, lo que retrasa la formación del segundo nivel coluvial, a una fecha posterior, identificable en el centro del depósito con el evento H1 (18.000 BP). En este depósito no se identifica, como facies coluvial de material

grueso, el evento H2 (23.000-26.000 BP). Quizás sólo haya quedado registrado por la línea de gravas y piedras que surcan a techo el paleosuelo (4A), con dataciones entre el 28.750 (+1.100, -900) - 20.160 (± 270) años BP.

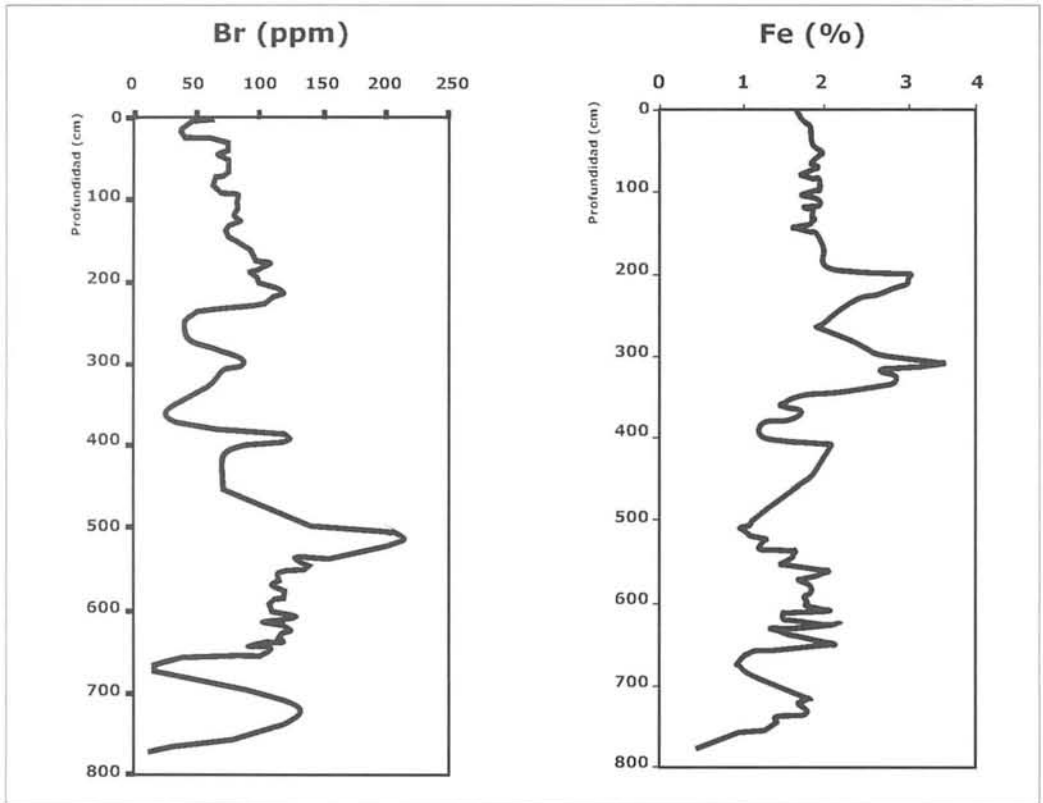


Figura 8. Propiedades químicas: concentraciones de Br y Fe.

Contextualizar estos niveles, por su facies y edad, ha permitido identificarlos y delimitarlos, así como relacionarlos con procesos de erosión-sedimentación que se asocian con cambios bruscos y repetitivos que se sucedieron en la sedimentación y por tanto en la configuración final de la

acumulación. La ubicación del depósito, en una pequeña ensenada, y orientado hacia el océano, facilitaría la llegada de la influencia marina, que actuaría como un regulador climático, donde las diferencias entre facies sedimentarias estarían controladas por la variabilidad en el aporte de humedad. Las

márgenes continentales, que mostraban lugares preferentes para la acumulación, como sucedía en el sector de Caamaño, se convirtieron en espacios altamente sensibles a los cambios climáticos. En los sedimentos del depósito de Caamaño quedaron registrados las pulsaciones de enfriamiento producidas por los eventos *Heinrich*, oscilaciones milenarias de enfriamiento brusco, que se repiten con cierta ciclicidad, y que cada una de ellas se caracteriza por un retorno rápido a temperaturas más cálidas, que a nivel sedimentario se traducen en la formación de suelos coluviales ricos en materia orgánica, compuestos preferentemente por material fino, con abundante

arena. Estos eventos quedan registrados en el depósito tanto en forma de señales visibles, como son los acusados cambios granulométricos, como en señales no visibles, representadas por las variaciones verticales que experimentan algunos halógenos, como por ejemplo el Br -que reflejaría una disminución acusada de la humedad.

En general, la respuesta sedimentaria en el continente a los momentos estadiales y a los episodios más fríos de un ciclo de enfriamiento a gran escala, tiene su máxima expresión en las formaciones coluviales de material grueso. Estos depósitos serían el mejor ejemplo de archivos paleoambientales de origen continental, al menos los que

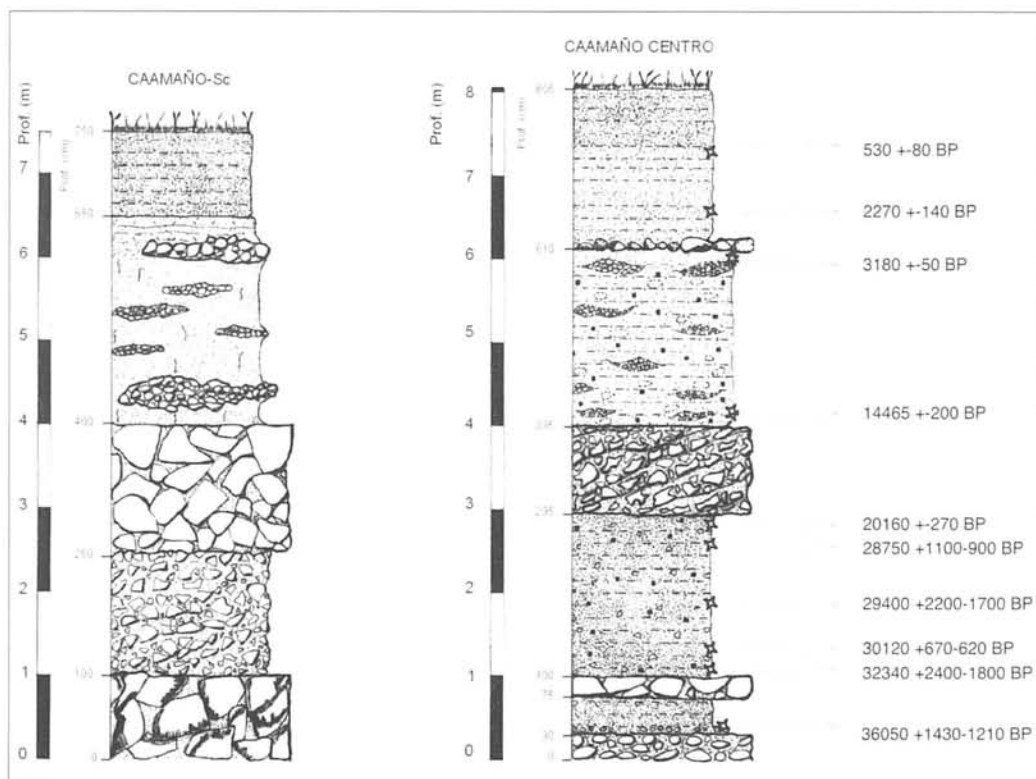


Figura 9. Esquema sedimentológico y dataciones referentes a los niveles orgánicos del depósito de Caamaño.

muestran una mayor diversidad de facies y, por tanto, de momentos de cambio en el Pleistoceno Final, así como de señales geoquímicas que se pueden llegar a traducir en cambios climáticos locales y regionales. La comparación de los testigos terrestres con otros localizados en los márgenes oceánicos, cercanos a la costa de Galicia - Margen Ibérico (Thouveny et al., 2000; Zaragosi et al., 2001; de Abreu et al., 2003)- permite obtener una interpretación más precisa de las implicaciones de los cambios climáticos en el continente y los océanos, así como valorar el movimiento de flujos de materiales continente-oceano.

Bibliografía

- BLANCO CHAO, R., COSTA CASAIS, M., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., PÉREZ ALBERTI, A. y VÁZQUEZ PAZ, M. (2002): Holocene evolution on Galician coast (NW Spain): an example of paraglacial dynamics. *Quaternary International*, nº 93-94, págs. 149-159.
- BLANCO CHAO, R., PÉREZ ALBERTI, A., COSTA CASAIS, M. y VÁLCARCEL DÍAZ, M. (2006) Abrasion processes in coarser-clastic beaches linked to rocky shore platforms. *Journal of Coastal Research*, nº 48, págs. 21-18.
- BLIKRA, L. H. y SELVIK S. F. (1998): Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holocene*, nº 86, págs. 631-658.
- BLIKRA, L. H. y NEMEC, W. (1998): Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holoce* nº 8.6, págs. 631-658.
- BOND, G. C. y LOTTI, R. (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* nº 267, págs. 1005-1010.
- COSTA CASAIS, M., MARTÍNEZ CORTIZAS, A. y PÉREZ ALBERTI, A. (1994): Caracterización de un depósito costero de la Ría de Muros-Noia (La Coruña, Galicia). En J. M. ARNÁEZ-VADILLO, J.M. GARCÍA RUIZ y A. GÓMEZ VILLAR (Eds.) *Geomorfología en España. Tomo II*. S.E.G. Logroño, págs. 355-367.
- COSTA CASAIS M., MARTÍNEZ CORTIZAS, A. y PÉREZ ALBERTI, A. (1996): «Tipos de depósitos costeiros antiguos entre o Cabo de Fisterra e Corrubedo». En A. PÉREZ ALBERTI, P. MARTINI, W. CHESWORTH y A. MARTÍNEZ CORITIZAS (Eds.): *Dinámica y evolución de medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia. Santiago, págs. 417-430.
- COSTA CASAIS, M. (1995): *Formas e procesos costeiros nun sector da costa Occidental Galega (Fisterra-Corrubedo). Depósitos costeiros e evolución xeomorfolóxica*. Memoria de Licenciatura. Facultade de Xeografía e Historia. Universidade de Santiago de Compostela, págs. 180.
- COSTA CASAIS, M. (2001): *Análise sedimentaria e reconstrucción paleoambiental da costa Atlántica de Galicia*. Tesis doctoral. Facultade de Xeografía e Historia. Universidade de Santiago de Compostela, págs. 236.
- DE ABREU, L., SHAKLETON, N. J., SCHÖNFELD, J., HALL M. y CHAPMAN M. (2003): Millennial-scale oceanic climate variability off the Westernn Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, nº 196, págs. 1-20
- DUPLESSY, J. C., DELIBRIAS, G., TURON, J. L., PUJOL, C. y DUPRAT, J. (1981): Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* nº 35, págs. 121-144

FABREGAS VALCARCE, R., MARTINEZ CORTIZAS, A., BLANCO CHAO, R. y CHESWORTH, W. (2003): Environmental change and social dynamics in the second-third millenium BC in NW Iberia. *J. Archaeol. Sci.*, nº 30, págs. 859-871.

HEINRICH, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quat. Res.*, nº 29, págs. 142-152.

JOHANSON, E., SANDEN, P. y ÖBERG, G. (2003): Organic chlorine in deciduous and coniferous forest soils in Southern Sweden. *Soil Science*, nº 168, págs. 347-355.

MYNENI, S.C. (2002): Formation of stable chlorinated hydrocarbons in weathreing planta material. *Science*, nº 295, págs. 1039-1041.

SERRANO CAÑADAS, E y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1998): «Caracterización y distribución de las formas y procesos periglaciares en las islas Shetland del Sur (Antártida)». En Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Shulte, L. y García Navarro, A. (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicaciones de la Universidad de Barcelona. Barcelona, págs. 181-204.

THOUVENY N., MORENO, E., DELANGHE D., CANDON L.,

LANCELOT, Y. y SHAKLETON, N. Y. (2000): Rock magnetic detection of distal ice-rafted debries: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, nº 180, págs. 61-75.

TRENHAILE, A.S., PÉRZ ALBERTI, A., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., COSTA CASAS, M. y R. BLANCO CHAO (1999): Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surf. Processes. Landforms*, nº 24, págs. 605-621.

VAN VLIET-LANÔE, B. y VALADAS, B. (1983): A propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens: Le rôle de la glace de ségregation dans la dynamique. *Bulletin de L'Association française por l'étude du Quaternaire*, nº 4, págs. 153-160.

VAN PEE, K. H. y UNVERSUCH, S. (2003): Biological dehalogenation and halogenation reactions. *Chemosphere*, nº 52, págs. 299-312.

ZARAGOSI, S., EYNAUD, F., PUJOL, C., AUFFRET, G. A., TURON, J. L. y GARLAN, T. (2001): Initiation of European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi proxy approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, nº 188, págs. 493-507.

*Efectos de la dinámica
litoral inducidos por la
actividad humana en áreas
urbanizadas: el caso del
Maresme (Barcelona)*

Josep M. Panareda Clopés

Departament de Geografia Física i

AGR

Universitat de Barcelona

Maravillas Boccio Serrano

Departament de Geografia Física i

AGR

Universitat de Barcelona



EFFECTOS DE LA DINÁMICA LITORAL INDUCIDOS POR LA ACTIVIDAD HUMANA EN ÁREAS URBANIZADAS: EL CASO DEL MARESME (BARCELONA)

Josep M. Panareda Clopés
Maravillas Boccio Serrano

RESUMEN: La comarca del Maresme (Barcelona) ha sido intensamente urbanizada a lo largo de las últimas décadas, en especial su franja litoral. El paisaje natural costero estaría constituido por largas playas interrumpidas por franjas de afloramientos rocosos (granito) en donde se formaron diversas calas *sensu lato* en medio de altos acantilados. En la actualidad el relieve costero ha sido radicalmente transformado con la construcción de diques, escolleras y puertos deportivos. Se presentan sus consecuencias en la dinámica del relieve costero y los procesos actuales.

PALABRAS CLAVE: antropización del litoral, Maresme, geomorfología litoral, transformación litoral.

ABSTRACT: The Maresme region (Barcelona) has been intensely urbanized throughout the last decades, especially along its coastal strip. In the past, the natural coastal landscape was characterised by long beaches only interrupted by strips of intrusive rocks (granite) where a number of *sensu lato* 'cala' beaches formed in the middle of high cliffs. Nowadays, the coastal relief has been radically transformed by the construction of sporting docks, jetties and marinas. The article presents the consequences of the current dynamics and processes related to the coastal relief.

KEY WORDS: Anthropization of the coast, Maresme, coastal geomorphology, coastal transformation.

1. Introducción

El litoral ha sido históricamente un espacio ocupado y transformado por la presencia y las actividades humanas. El grado de artificialización ha crecido en las últimas décadas a consecuencia de la urbanización sistemática de amplias franjas junto al mar, en especial en la costa mediterránea. Ya no se trata de una desecación con fines

sanitarios o para ganar terreno agrícola, de fijar dunas móviles o de construir una dársena para refugio de embarcaciones. Se han cimentado espacios litorales a lo largo de cientos de kilómetros con urbanizaciones, paseos marítimos, diques de protección y puertos deportivos y comerciales. El resultado es la transformación radical del paisaje litoral con la destrucción no sólo de la flora y fauna específicas, sino también del

modelado y del conjunto de formas de relieve que lo caracterizan. Se tiende a la generalización y banalización de las formas y del paisaje litoral, e incluso a la fosilización del espacio con la inhibición de muchos de los procesos biofísicos característicos.

Los materiales que se presentan son parte de los resultados obtenidos en el marco del proyecto de investigación BSO2002-04250-C02-01 del *Plan Nacional de Investigación Científica, Desarrollo e Innovación Tecnológica*, financiado por el *Ministerio de Ciencia y Tecnología*, acerca de la tipología y evolución de los paisajes litorales en la

provincia de Barcelona a lo largo de los siglos XIX y XX.

El objetivo del presente escrito es analizar e interpretar las transformaciones geomorfológicas derivadas de la actividad humana en el sector del Maresme. El Maresme es una comarca situada entre los tramos inferiores de los ríos Besós y Tordera, al norte de la ciudad de Barcelona. Se presenta como una larga plataforma, orientada de nordeste a suroeste, de unos 56 km de longitud, más o menos llana, que se eleva bruscamente hasta las crestas de los altozanos de la Cordillera Litoral Catalana (Montnegre, 767 m) (Fig. 1).



Figura 1. Mapa de situación.

La metodología consta de tres fases principales, aparte de la fase previa para el establecimiento de los objetivos y del plan de trabajo, y de una última para la elaboración de las conclusiones y perspectivas. La primera comprende el conjunto de actividades para recopilar datos e información mediante el trabajo de campo y la consulta en archivos y bibliotecas. La segunda incluye la ordenación, el almacenamiento y tratamiento de los datos obtenidos. Finalmente, la tercera abarca la obtención de resultados en forma de textos, mapas, perfiles, diagramas y tablas estadísticas.

La base teórica y el planteamiento del trabajo se basan en numerosos estudios globales y específicos, de los que sólo citamos los más significativos como referencia (Bird, 1985; Carter, 1988; Charlier & Meyer, 1998; Davis & Fitzgerald, 2003; National Research Council, 1995; Paskoff, 1985; Rosselló, 1986; Rosselló et al., 1994).

2. Resultados

2.1 Los factores naturales de la dinámica geomorfológica

Los condicionantes principales de la litología y el relieve tienen relación con el predominio de las rocas intrusivas, con los procesos de alteración y la formación de grandes acumulaciones de arenas graníticas, conocidas localmente como «sauló», que han dado lugar a playas con arenas con textura de grano grueso por el dominio de cuarzo. La presencia de diques en las formaciones intrusivas ha determinado la dirección de crestas y valles, así como el modelado costero (Almera, 1913 y 1914; Llobet, 1955 y 1968).

Los relieves con materiales intrusivos y paleozoicos alcanzan hasta la misma línea de costa en diversos sectores. En algunos forman espectaculares acantilados, como entre Sant Pol y Calella. En otros constituye un relieve mixto con acantilados que alternan con playas más o menos extensas, como sucede entre Caldes d'Estrac y Sant Pol. Entre Montgat y el Masnou afloran materiales triásicos, que también constituyen una pequeña franja de acantilados, los únicos de naturaleza caliza del litoral del Maresme.

El resto del paisaje es dominado por playas. La mayoría son estrechas acumulaciones de arena, junto a un talud arcilloso de los depósitos coluviales, presentes al pie de las sierras graníticas. Estos depósitos constituyen extensas superficies en glaciares entre las sierras y la línea de costa. Estos glaciares han sido diseccionados por numerosos torrentes, los cuales, a su vez, han dado lugar a nuevos conos de aluviales, que han modelado el relieve próximo al mar.

Las rieras¹ con mayor caudal han modelado pequeños valles fluviales, como es el caso de la riera de Argentona y la de Sant Pol. La Tordera y el Besós, situados en los dos extremos del Maresme, han desarrollado, además, deltas con lagunas, marismas y dunas. En la desembocadura de otras rieras también se formaron marismas, en especial en las de mayor caudal y las que desembocan en llanuras bajas.

Los sedimentos transportados por los ríos, rieras y torrentes han sido importantes por las características de los materiales de sus cuencas, en especial por la presencia de potentes formaciones superficiales. Las corrientes marinas han redistribuido estos materiales, dando lugar a la formación de

¹ Nombre local para referirse a cursos de agua de carácter torrencial i efímero, de gran pendiente, con una cuenca de drenaje pequeña y que desemboca en el mar.

largas playas. Su dirección dominante es de NE a SW. Al sur de la desembocadura de la Tordera se solía formar una barra de arena, que podía alcanzar los dos kilómetros de longitud.

No fueron raras las formaciones dunares, en especial en el delta de la Tordera, en donde todavía quedan notables testimonios. También se formaron dunas en las proximidades del Besós. Debió haber otros conjuntos dunares en diversos sectores del Maresme,² en especial al sur de las desembocaduras de las rieras más caudalosas, como la de Argenton.

En la mitad sur, entre Mataró y la desembocadura del Besós predominaría una línea de playa prácticamente continua. Sólo se interrumpía en las desembocaduras de las rieras y torrentes en los momentos de precipitaciones intensas. El resto del año la desembocadura estaría cerrada por una barra de arena formada por las corrientes marinas. Diferente sería al norte de Mataró, hasta Calella, donde los afloramientos rocosos alcanzan el mar en diversos sectores (Fig. 3).

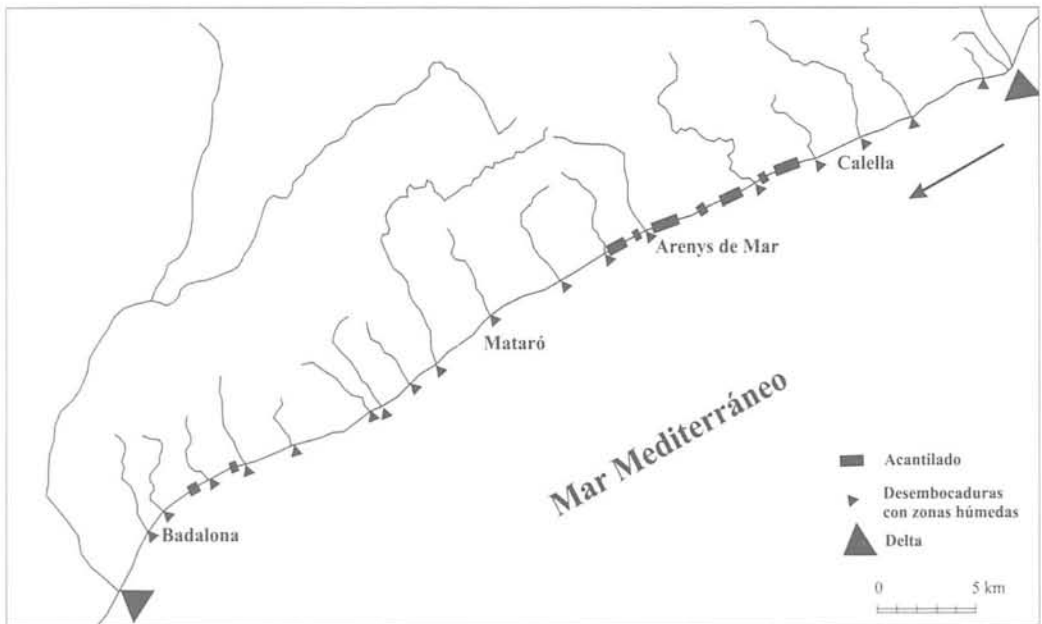


Figura 3. Mapa de localización de los acantilados, de los deltas y de las desembocaduras de las rieras y torrentes con zonas húmedas de la costa del Maresme sin la intervención humana. El resto de la franja litoral correspondería a la playa.

² El término Arenys, núcleo de población importante situado en el sector central del área de estudio.

2.2 Los factores antrópicos de la dinámica geomorfológica

Hasta mediados del siglo XIX la dinámica geomorfológica del litoral del Maresme era regida fundamentalmente por los fenómenos naturales: corrientes marinas, oleaje, temporales y desbordamientos de los cursos fluviales. Pero las intervenciones humanas ya habían sido suficientemente significativas como para que el paisaje litoral presentara cambios de cierta magnitud (Carreras Candi, 1906; Giménez, 2003; Llobet, 1955 y 1968; Zamora, 1973).

Los pescadores faenaban en las playas, aunque su impacto no fue excesivamente importante. Mayores consecuencias tuvo la desecación de las zonas húmedas de los deltas y de los valles fluviales próximos al mar, sea por razones sanitarias o agrícolas. Las rieras se canalizaron y las áreas con inundación frecuente fueron drenadas y protegidas con muros de contención. Las zonas húmedas quedaron reducidas al delta y curso bajo de la Tordera (Barón, 1987). El ámbito agrícola se extendió a casi la totalidad de las tierras fértiles; las zonas húmedas eran las más fértiles, una vez hubieran sido desecadas y se mantuviera el drenaje.

Otros espacios litorales transformados antes de mediados del siglo XIX fueron las dunas. Las de menor tamaño fueron destruidas con facilidad para su transformación en tierras de cultivo. Las de mayor dimensión, como la situada en el margen izquierdo de la desembocadura de la Tordera, ya fuera del Maresme, fueron repobladas con pinos.

Se ha establecido la década de 1840 como límite de etapas en la ocupación del litoral porque en estas fechas se inició una de las infraestructuras que mayor impacto produjo en la costa del Maresme: la vía férrea se construyó a lo largo de toda la costa, a excepción del extremo septentrional, en el delta de la Tordera, aunque atraviesa dicha llanura. Paralelamente se consolidó

una carretera de primer orden, la N-II, que transcurre junto a la línea férrea casi en la totalidad en el trazado por el Maresme.

En 1848 se inauguró la línea férrea Barcelona-Mataró; en 1857 el ferrocarril llegaba a Arenys de Mar y en 1859 a la población de Tordera. Su construcción ha tenido un fuerte impacto en el litoral con el establecimiento de taludes, puentes, desmontes, túneles y diversas instalaciones relacionadas con las estaciones. Con dichas obras se transformó toda la morfología del litoral. Además, el tren potenció la actividad económica al facilitar el transporte de materias primas desde el puerto de Barcelona. Se instalaron industrias, en especial en el tramo más cercano a Barcelona, entre Sant Adrià del Besós y Montgat.

Hasta la década de 1950 no hubo nuevas grandes transformaciones en el paisaje litoral del Maresme, sólo una progresiva ocupación del litoral por industrias y viviendas. A partir de dicha década se inicia una nueva etapa con la ocupación urbanística total del litoral y la construcción de puertos deportivos que modificaron los efectos de la dinámica de las corrientes marinas. Pero el mayor impacto en la morfología litoral se produjo de forma indirecta.

El aumento de la población y el uso del litoral exigieron mayor espacio de playa, pero éste se iba reduciendo a causa de los puertos deportivos. Con los temporales de levante la arena de las playas es arrastrada mar adentro. Este fenómeno ha ocurrido siempre. La diferencia es que antes las corrientes marinas restablecían posteriormente las playas de manera natural, y los efectos de los temporales no se constataban al cabo de cierto tiempo. Actualmente la presencia de los puertos deportivos modifica los efectos de la dinámica de las corrientes marinas, de manera que no depositan arena en las franjas resguardadas de dichas corrientes. Las playas desaparecen, y no se regeneran; durante el siguiente temporal la

fuerza del oleaje provoca daños en los taludes del ferrocarril y de los paseos marítimos, que no disponen de la franja de arena protectora.

Para solventar estas situaciones se interviene con actuaciones que han transformado todavía más la morfología litoral. Las playas se regeneran artificialmente con arena procedente de fondos marinos próximos o lejanos. Los taludes y los paseos marítimos se consolidan con grandes bloques, de modo que el litoral se convierte en una escollera. Las playas regeneradas tienen fecha de caducidad muy próxima, ya

que se quedarán sin arena durante el siguiente temporal. Temporales de gran intensidad pueden producirse casi cada año, lo que significa tener que regenerar las playas con frecuencia. Ello exige un elevado coste, que no siempre podrá satisfacerse.

Ya son numerosas las franjas de playa del litoral del Maresme convertidas en escollera y otras se han estrechado considerablemente. Sólo se mantienen las playas situadas al noreste de los puertos, donde las corrientes marinas van depositando arena, que es retenida por los diques (Fig. 4).

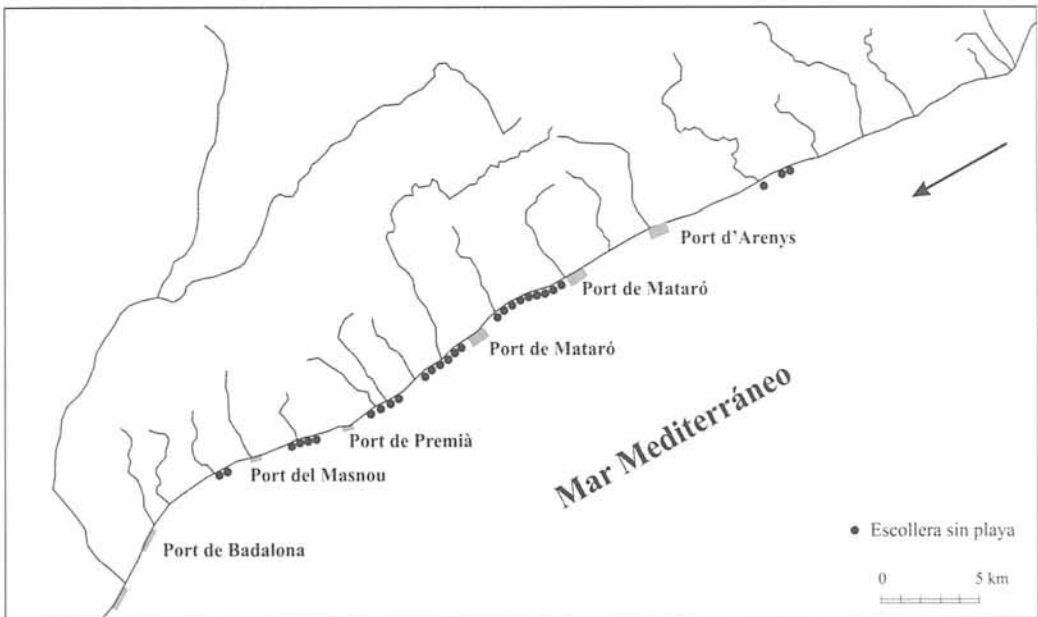


Figura 4. Mapa de la localización de los puertos deportivos y de la costa con escolleras sin playa del Maresme. Nótese la extensión de costa con escollera y sin playa al sur del puerto de Balís.

La franja de playas potenciales anchas, entre Calella y la desembocadura de la Tordera, es también un espacio totalmente transformado. Las playas del delta de la

Tordera han sido ocupadas casi en su totalidad por campings, cuyos límites son alcanzados por las olas.

En las figuras 5 y 6 se representa la distribución de las playas a ambos lados de cinco puertos del Maresme: Arenys, Premià, el Masnou, Mataró y el Balís. No se ha representado el puerto de Badalona por su reciente construcción.

En los mapas sólo se ha plasmado el área del puerto, los diques (trama oscura), los

sectores de playa (trama gris) y las escolleras sin playa (puntos). El resto del territorio ha sido representado mediante una trama gris clara; corresponde casi en su totalidad a espacio urbanizado. Las líneas paralelas a la costa corresponden al ferrocarril (línea más próxima al mar) y a la carretera N-II.

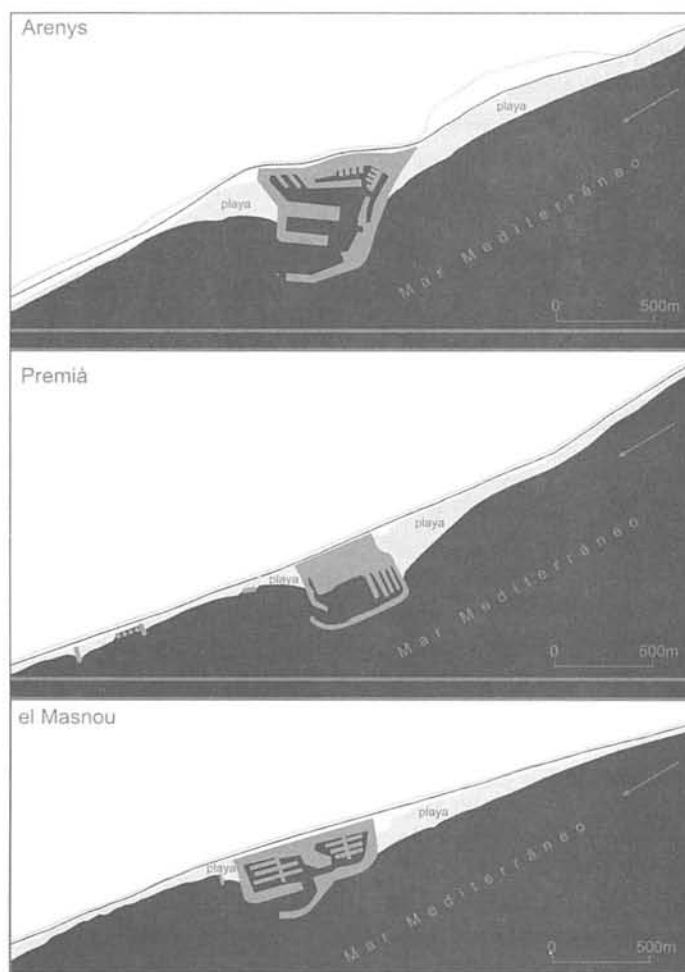


Figura 5. Mapa de los puertos de Arenys, Premià y el Masnou con las playas próximas. Nótese la escasa amplitud de las playas en el sector situado al sur de los puertos, en donde la sedimentación de arenas arrastradas por las corrientes marinas es menor a causa de la presencia de los diques portuarios. La flecha indica la dirección dominante de las corrientes marinas.

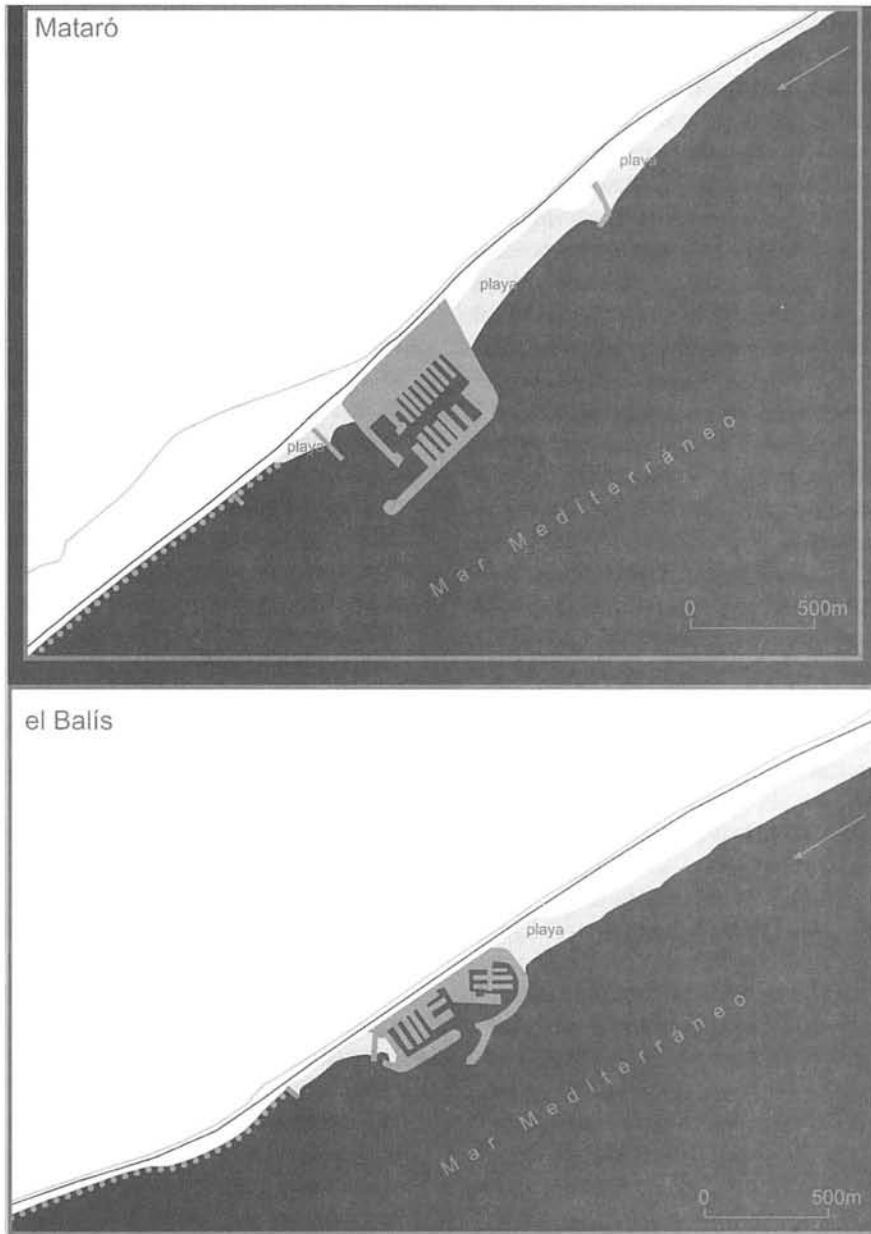


Figura 6. Mapas de los puertos de Mataró y del Balís con las playas próximas. Las arenas arrastradas por las corrientes marinas se depositan en la franja situada antes del puerto. A la sombra del puerto, la costa se queda sin playa; para proteger la vía férrea y otras construcciones se han establecido grandes escolleras. La flecha indica la dirección dominante de las corrientes marinas.

3. Conclusiones

Las formas de relieve del litoral del Maresme han sufrido grandes transformaciones desde tiempos seculares. Para su análisis e interpretación se han establecido tres etapas en relación con las actividades e intervenciones humanas. La primera viene definida por los aprovechamientos agrícolas; las transformaciones se centraron principalmente en la desecación de las zonas húmedas y en la destrucción o repoblación de los arenales. La segunda etapa, iniciada en la década de 1840, está caracterizada por la construcción de la línea férrea a lo largo de casi toda la costa del Maresme, que comportó una drástica transformación del relieve litoral. La tercera etapa, a partir de la década de 1950, se significa por la urbanización masiva del litoral y áreas próximas y por el uso intensivo de todos los espacios costeros, lo que ha comportado una transformación total del área litoral estudiada y una intervención continuada en la dinámica de estos paisajes.

El resultado es la destrucción de gran parte de los relieves del litoral y el bloqueo de los procesos naturales que modelan la morfología propia de ese ambiente. Ciertas intervenciones han modificado los efectos de la dinámica natural de tal manera que han conllevado graves consecuencias para los propios intereses de la población humana. El caso más manifiesto es la construcción de los puertos, que ha motivado cambios en los efectos de la dinámica de las corrientes marinas.

A lo largo de las dos primeras etapas se registra una transformación paisajística que comporta una destrucción de morfologías litorales, y no suelen considerarse los perjuicios indirectos sobre la actividad humana; aunque los hay. En cambio, en la tercera etapa se constata, además de la destrucción directa de espacios con relieves específicos, efectos altamente negativos para los intereses de la población humana en un

corto período de tiempo. Se dispone de puertos deportivos, pero se vacían las playas de arena. Éstas se pueden regenerar, pero a un coste muy elevado y, lo que es peor, de manera continuada. En este caso no se trata de valorar sólo las consecuencias geomorfológicas en sí mismas, sino también las relacionadas con los intereses de la población.

Globalmente se constata que el espacio litoral, por lo menos en el Maresme, ha sido fosilizado por el cemento. Este proceso reciente de artificialización del espacio afecta a todos los componentes del paisaje. Un estudio paralelo acerca de la flora y vegetación aporta las mismas conclusiones: el litoral del Maresme se ha quedado sin apenas plantas específicas. Por suerte se dispone de un amplio estudio de referencia de la flora efectuado a finales de la década de 1940 (Montserrat, 1955-64). En dicho trabajo se citan numerosas plantas como abundantes a lo largo de las playas del Maresme, de las cuales muchas están actualmente extinguidas, o sólo se localizan en sectores muy concretos y con poblaciones muy empobrecidas. Dominan las plantas ruderales y banales, muchas de ellas alóctonas.

Desde la perspectiva geomorfológica se detecta, por una parte, la destrucción directa de formas de relieve propias del litoral y, por otra, la transformación de relieves o su artificialización. La construcción de puertos y diques comporta además la modificación de los efectos de la dinámica de fenómenos que tienen lugar en el litoral, cuyos resultados y consecuencias son y serán con frecuencia de carácter catastrófico.

3.1. Pautas y sugerencias de gestión y estudio

Desde la perspectiva de un geógrafo el primer aspecto a considerar es la necesidad de plantear esta situación desde un enfoque global, que no es simplemente una aproximación pluridisciplinar, que también debe efectuarse. Se trata de considerar el espacio

litoral en su totalidad y globalidad técnica, ambiental, urbanística, local y científica, entre otras.

La realidad natural funciona de manera global y unitaria, aunque pueda tratarse de manera sectorial por razones técnicas, metodológicas o conceptuales. El paisaje actual con toda su inercia natural y humana debe considerarse tal cual es, con su evolución e historia y con todos los intereses de los grupos sociales que intervienen en él. Cuando las consecuencias de unas actuaciones, como sucede en el caso de los puertos deportivos, afectan gravemente a diversos colectivos y perturba en gran manera los sistemas naturales, es preciso actuar valorando todos los componentes naturales y sociales.

Se ha indicado que lo que ha sucedido en realidad en el Maresme es una artificialización del paisaje en general, y de la geomorfología en particular. Socialmente es cuestión de plantearse qué tipo de paisaje deseamos y decidimos tener y qué usos y beneficios queremos obtener. Seguir estas reflexiones escapa al objetivo y límites de la presente comunicación.

Pero es preciso plantearlo desde el punto de vista del científico y en concreto del geomorfólogo. Sólo se indican unos apuntes breves.

Se han registrado pérdidas de paisajes geomorfológicos. Las transformaciones han sido notables desde la primera etapa de intervención humana indicada. La desecación de humedales y la creación de una red de drenaje para sanear un espacio o transformarlo en tierra agrícola son cambios importantes en el paisaje y unas pérdidas en el modelado y en la dinámica natural. Lo que sucede es que nos hemos acostumbrado a observar estos paisajes ya desecados y agrícolas. Con la urbanización se da un paso más. Desde el punto de vista científico es preciso valorar estos espacios que van desapareciendo o transformándose, con el fin de saber qué se pierde y cómo hay que intervenir.

Por otra parte es preciso, ante la realidad actual, plantearse la recuperación o regeneración de espacios naturales, o por lo menos crear las condiciones para que se regeneren de manera espontánea, en superficies suficientemente extensas y a lo largo de períodos de tiempo que permitan la reposición de modelados que se han perdido por las intervenciones humanas actuales y pasadas. No hay que olvidar que las escalas temporales geomorfológicas son en algunos casos seculares o milenarias.

Bibliografía

ALMERA J. (1914): *Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región 4ª o del río Tordera*, E 1:40.000. Barcelona.

ALMERA, J. (1913): *Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región 5ª: Montseny, Vallés y Litoral*, E 1:40.000. Barcelona.

BARON, J. A (1987): Els aiguamolls de Tordera. *L'Atzavara*, nº 5, págs.12-16. Mataró.

BIRD, E.C.F. (1985): *Coastline Changes. A Global Review*. John Wiley. Chichester. 219 p.

CARRERAS CANDI. F. (ed.) (1906): *Geografía General de Catalunya*. A. Martín. Barcelona. 6 vls.

CARTER, R.W.G. (1988): *Coastal Environments. An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. Academic Press. London. 617 p.

CHARLIER, R. H. y MEYER, CH. P.(1998): *Coastal Erosion. Response and Management*. Springer-Verlag. Berlin. 343 p.

DAVIS, R. A. y FITZGERALD, D. M. (2003): *Beaches and Coasts*. Blackwell. Oxford. 419 p.

GIMÉNEZ, I. (2003): *La transformació del paisatge del Masnou (1849-1945)*. La

Roca de Xeix, n. 26. Ajuntament del Masnou. El Masnou. 152 p.

LLOBET, S. (1955): De geografía agraria de la comarca del Maresme (Barcelona). *Estudios Geográficos*, nº 58, págs. 23-68 y págs.215-297. Madrid.

LLOBET, S. (1968): El Maresme. En Ll. Solé Sabarís (Ed.), *Geografia de Catalunya*, vol. III, págs.405-448. Aedos. Barcelona.

MONTSERRAT, P. (1955-64): Flora de la Cordillera Litoral Catalana (porción comprendida entre los ríos Besós y Tordera). *Collectanea Botanica*, nº 4(3), págs.351-398; nº 5(1), págs.1-86; nº 5(2), págs.297-351; nº 5(3), págs.613-657; nº 6(1-2), págs.1-48; nº 6(3), págs. 387-453. Barcelona.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL (1995): *Beach Nourishment and Protection*. National Academy Press. Washington DC.

PASKOFF, R. (1985): *Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution*. Paris. Masson. 185 p.

ROSSELLÓ, V. M. (1986): L'artificialització del litoral valencià. *Cuadernos de Geografía*, nº 38, págs. 1-28.

ROSSELLÓ, V. M., PANAREDA, J. M. y PEREZ CUEVAS, A. (1994): *Manual de Geografía Física*. Universitat de València. València. 438 p.

ZAMORA, F. (1973): *Diario de los Viajes Hechos en Catalunya*. Curial. Barcelona.

*Los yacimientos del
Pleistoceno marino
mallorquín como puntos
de control del litoral
(estado en que se
encuentran y factores que
provocan su destrucción*

Bernat Morey Colomar

bernatmoreycolomar@yahoo.es

Miguel Cabanellas Reboredo

Laboratorio de Biología Marina

Departamento de Biología

Universitat de les Illes Balears

miguel_caba3@hotmail.com

LOS YACIMIENTOS DEL PLEISTOCENO MARINO MALLORQUÍN COMO PUNTOS DE CONTROL DEL LITORAL

(Estado en que se encuentran y factores que
provocan su destrucción)

Bernat Morey Colomar
Miguel Cabanellas Reboredo

RESUMEN: La urbanización litoral y los procesos erosivos naturales han provocado la destrucción total o parcial de buena parte del centenar de yacimientos del Pleistoceno superior marino mallorquín conocidos. Estos son especialmente vulnerables al encontrarse en su mayoría en costas de acumulación urbanizadas. El estado en que se encuentran refleja el estado del litoral cercano y los procesos antrópicos y naturales que en él se desarrollan. Su distribución, naturaleza y situación respecto a otros yacimientos coetáneos informa sobre cambios isoeustáticos litorales recientes.

PALABRAS CLAVE: yacimientos, Pleistoceno superior marino mallorquín, impactos, estado del litoral, isoeustasia.

ABSTRACT: Coastline urbanisation and natural erosion processes have caused partial or total destruction of many registered Mallorca Pleistocene upper marine deposits. These deposits are especially vulnerable because of their location on built-up areas where sedimentation processes predominate. These deposits state is similar to that of the adjacent coastline and result of the same anthropic and natural processes. The deposits distribution, nature and situation in relation to other contemporary ones gives important information about recent coast isoeustatic changes.

KEY WORDS: Deposits, Mallorca upper marine, Pleistocene, Impacts, Coastal state, Isoeustatic process.

1. Estado de la cuestión

Los yacimientos del Pleistoceno superior marino mallorquín conocidos superan el centenar. Muchos de ellos se encuentran desaparecidos o en mal estado debido a los procesos de urbanización que ha sufrido el

litoral balear en estos últimos años. Estos experimentaron un salto cualitativo a partir de los años 50 del siglo pasado, debido y ligado principalmente al desarrollo turístico. En esta fechas Bauzá (1946), Cuerda y Muntaner (1950) iniciaron sus estudios sobre el Cuaternario marino mallorquín que

les llevó a descubrir e interpretar solos o junto con otros investigadores unos 70 yacimientos a mediados de los setenta (Cuerda, 1975 Pomar y Cuerda, 1979) y cerca de 90 a finales de siglo pasado (Vicens y Gracia, 1998). A estos se han añadido los localizados en estos últimos años (Morey *et al.*, 2006) (Tabla 1). Cuerda, ya a finales de los setenta (Cuerda, 1979) denuncia la desaparición de yacimientos importantes como los de Cala Gamba o Cala Estancia en la construcción de sendos puertos deportivos. Gracia y Vicens (1998) indican los principales impactos antrópicos que afectan a estos yacimientos litorales como son: la urbanización, la extracción de eolianitas, el acondicionamiento de las playas para el baño y la extracción de ellas de *Posidonia oceanica* con maquinaria pesada.

En 1988 se aprueba la ley de costas que prohíbe la construcción sobre los primeros metros de la franja costera y protege teóricamente al 90% de los afloramientos en estudio. La falta de control y la dificultad en su aplicación (Martín Prieto *et al.*, 2007) unido al aumento de población y del turismo residencial en estos últimos años ha incrementado aún más la presión antrópica sobre el litoral, acelerando su destrucción.

2. Objetivos y métodos

Se pretende indicar de forma esquemática el estado en que se encuentran los yacimientos del Pleistoceno superior mallorquín, identificar los principales factores causantes de su destrucción y su relación con el tipo de costa donde se encuentran. Se analiza también la distribución y características de los yacimientos a lo largo del litoral isleño y la posibilidad que estos reflejen cambios isoeustáticos acaecidos en estos últimos 150.000 años.

Para ello se ha realizado un seguimiento a partir del 2002 de más de cien yacimientos

del Pleistoceno superior marino mallorquín conocidos hasta ahora, localizando impactos lesivos en ellos y en su entorno inmediato (Fig. 1 y Tablas 1 y 2). Se han utilizado los mapas, esquemas, cortes y fotografías realizadas principalmente por Butzer y Cuerda (1959, 1961, 1962); Cuerda (1975, 1979, 1989); Cuerda y Sacarés (1992) y Muntaner (1954, 1955) para localizar los yacimientos y comparar su estado actual con el señalado en los estudios citados.

Se han agrupado los impactos localizados en grupos similares (Tabla 2) utilizando el listado de concesiones y permisos de obras concedidos por el MOPU en el litoral mallorquín hasta 1975. Estas actuaciones coinciden en parte con los impactos antrópicos observados «in situ» sumándose a ellos el uso de maquinaria pesada y el vertido de escombros. La situación de cada yacimiento, los impactos localizados y el tipo de costa según Servera (2004) se indican en la figura 1 y Tabla 1.

Se analiza también la distribución y características de los yacimientos a lo largo del litoral isleño y la posibilidad que estos reflejen cambios isoeustáticos acaecidos en estos últimos 150.000 años. Para ello se ha dividido el litoral mallorquín en sectores geomorfológicos similares (bahías - graben, Sierras - horts y plataformas arrecifales miocenas según Servera, 2004) y se han estudiado los yacimientos en ellos situados. Se analiza y compara la altura del yacimiento respecto al nivel del mar, su edad y la extensión y potencia de sus estratos fosilíferos. Se han aprovechado los datos de los diferentes estudios ya realizados en ellos (apartado referencias de las Tablas 3) completándose con otros medidos «in situ» (Morey en prep.) tanto de los yacimientos ya conocidos (extensión principalmente) como de los yacimientos en estudio. Sólo se han medido los yacimientos localizados actualmente y que sobrepasan el metro cuadrado.

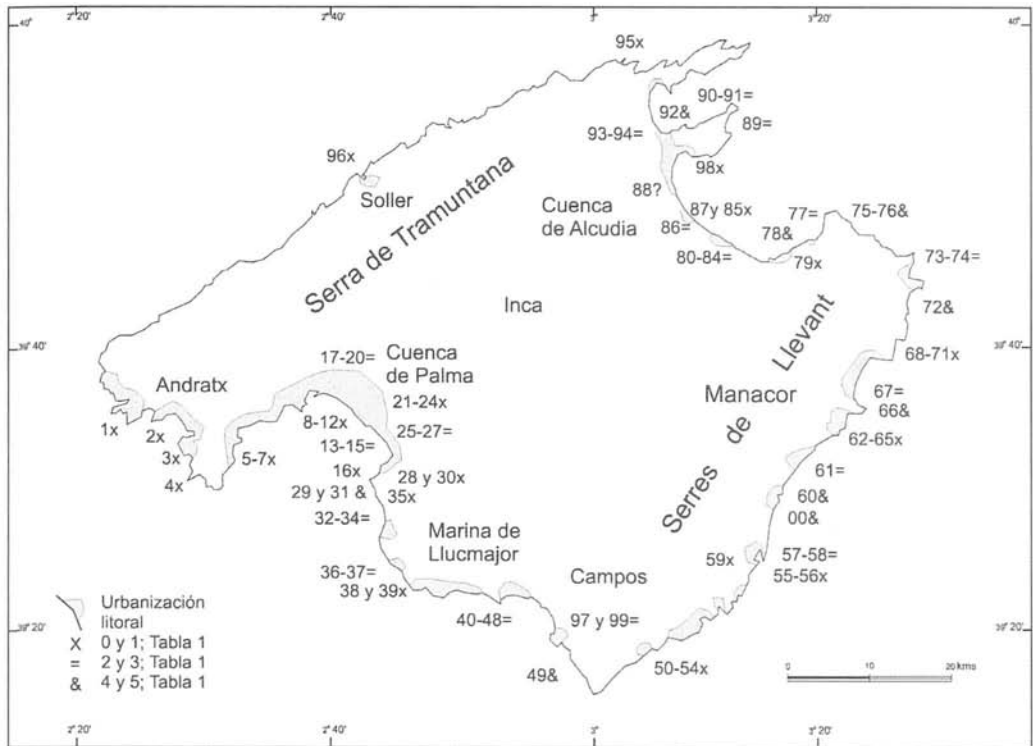


Figura 1. Mapa de Mallorca. Tipo de costas y situación de los principales yacimientos estudiados e impactos en ellos localizados según la Tabla 1 (Nº de impactos).

Estos datos se reúnen en las Tablas 3. En ellas la altura (H) se indica en metros, la extensión en metros cuadrados y la potencia (P) en centímetros. Se indica la edad (Ed) de los yacimientos estudiados según la terminología empleada por Cuerda (1975) y Ginés *et al.* (2001) para los distintos subestadios del Pleistoceno superior (5e-Eutirreniense y 5a-Neotirreniense).

En el apartado tipología (Tablas 3) se distingue entre playas o restos de playas pleistocenas, lagunas, plataformas y trampas sedimentarias - grietas o cuevas según Cuerda (1975) y Vicens *et al.* (2001). Se especifica si estos son restos de playas más o menos estructurados o solo retazos de estas, si se encuentran en plataformas miocenas o

sobre restos de paleodunas adosadas a ellas y si son yacimientos lagunares de fondo de cala.

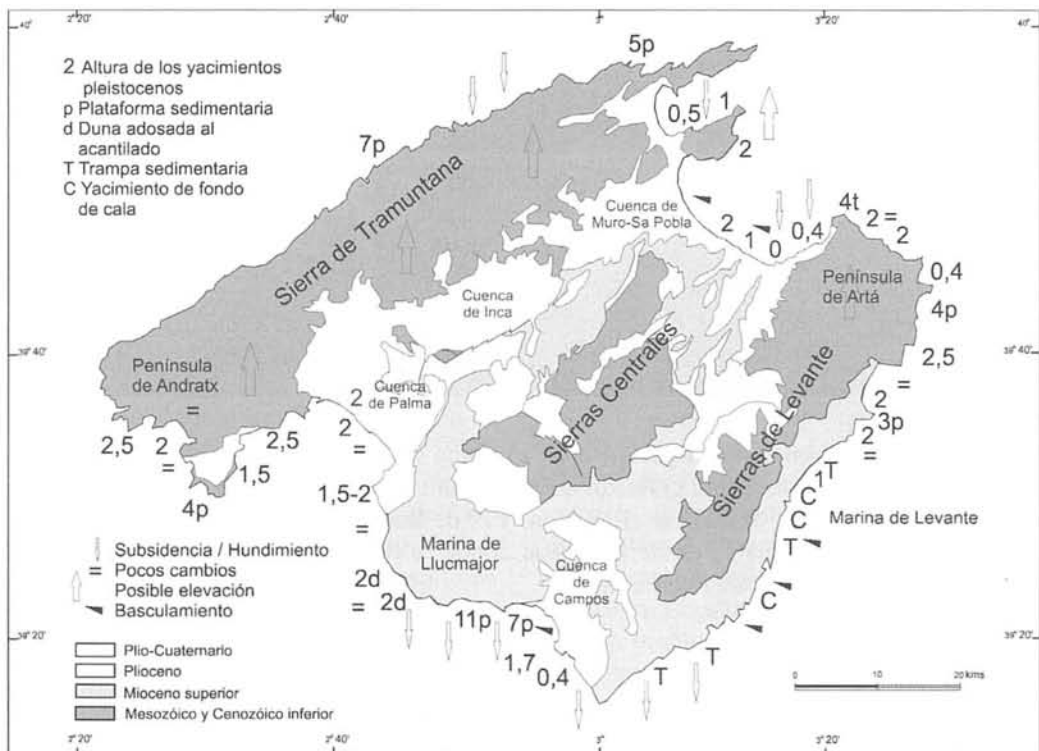
En el apartado referencias (Tablas 3) se indica la fuente de procedencia de alguno o de todos los datos que no siempre han sido tomados de los primeros estudios efectuados en los yacimientos. A partir de los mapas de Rodríguez Perea y Gelabert (1998); Del Olmo y Alvaro (1984); Servera (2004) y Silva *et al.* (2005) se ha elaborado un mapa estructural de la isla (Fig. 2) donde se señala la distribución de los principales yacimientos a lo largo del litoral, la altura a la que se encuentran actualmente y su tipología.

Tabla 1. Principales yacimientos estudiados, estado en que se encuentran (E) e impactos localizados (I). (0) Completamente destruido e ilocalizable sin la ayuda de los estudios en el realizados. (1) Se intuye el afloramiento y algún fragmento fósil. (2) Yacimiento definido pero en mal estado. (3). Yacimiento en parte impactado, en parte en buen estado. (4) Yacimiento solo afectado por procesos naturales o por extracción para investigación. (5) Yacimiento en muy buen estado. No investigado y no demasiado afectado por procesos naturales. (e) Edificaciones y actividades asociadas. (p) Puertos y embarcaderos. (c) Caminos. Paseos. Accesos. (m) Maquinaria pesada. Tractores. (x) Extracciones, Investigación. (a) Escombros, acumulación de materiales. (n) Erosión natural. Caída bloques. Aluviones. Subida del nivel del agua. (*36) Jacs. Marina. Na llarga, Na Rossegada, Na Segura, Ped. blanca, Pas de Sa Senyora, P. Llobera. C. Carril.

N	Yacimiento	EI	N	Yacimiento	EI	N	Yacimiento	EI	N	Yacimiento	EI	N	Yacimiento	EI
1	Camp de Mar	1ec	21	Son Banya	0pc	41	S'Estalella	2xn	61	Front. Molar	2xn	81	Sa Canova	4n
2	Peguera	1ec	22	Son Oms	1ec	42	Cala Paiàs	2xn	62	P. Cristo	1pm	82	C. Son Serra	3xn
3	Sta Ponça	0c	23	Can Canals	1em	43	Racó Estal	2xn	63	S'Illot-Bufad	1pm	83	S. S. Marina	3npc
4	Banc. Eivissa	1nx	24	T. S'Arenal	0cp	44	Estanyol	3cp	64	Cala Moreia	0em	84	Son Real	3np
5	Portals Vells	1ex	25	Es Fornàs	2ex	45	Rapita. Port	3xp	65	C. S. Coma	1xn	85	A. Casat	1n
6	Magaluf	1ca	26	S'Anegat	2cx	46	P. Morters	3cm	66	P. N. Amer	4n	86	Cem. fenici	3nc
7	Palma Nova	0ex	27	Cap Orenol	2cx	47	Se Covetes	3ec	67	Cala Nau	3cn	87	C. Picafort	0?
8	Palma Gesa	0ex	28	Cala Blava	1xn	48	Es Trenc	3xn	68	Rots.Sa Cova	0ce	88	Albufera	-
9	Molinar	1enp	29	Ses Lleonardes	2ec	49	S Jordi-Carbó	4np	69	Cala Bona	0pe	89	Coll Baix	2n
10	Las Rocas	1em	30	T. Son Granada	1xc	50	Plana-P.Bauç	1xn	70	Port Roig	1ec	90	P. Tacàritx	2n
11	Torre d'en Pau	1ec	31	Punta Negra	4n	51	S'Almonia	1xc	71	Canyamel ab.	1nc	91	P. S. Joan	2c
12	Cala Gamba	0pm	32	Cala Vella	3x	52	Llombar-Maes	0ep	72	Carregador	4n	92	Manresa	4c
13	Camp de Tir	3xc	33	Sa Fossa	3cx	53	C. Santanyí	0xc	73	C. Rajada	0em	93	Mor. Vermell	1pce
14	Carnatge	3xc	34	Na Casetes	2xn	54	C. Llonga	0xc	74	Cala Agulla	3am	94	Barcarés	3cn
15	La Pineda	2cx	35	Pas des Verro	1xc	55	Bassa Nova	1pc	75	Font Celada	4xn	95	S. Vicens	1xn
16	Cala Estància	0pm	36	Jacs. Marina*	2xn	56	P. Colom 1	1cp	76	A. Albarca	4n	96	P. Sòller.	1xn
17	Fontanelles	2eca	37	Bancals	3xn	57	P. Colom 2	2xn	77	Caloscans	3xn	97	Es Carbó	2ne
18	Es Serralt	2cm	38	Cala Beltran	0xn	58	P. Colom 3	2m	78	A. Colom	4n	98	Mal Pas. Bon	0p
19	Ca'n Menut	2cm	39	Cala Pi	1ecx	59	C. Murada	0c	79	Calestret	1xn	99	Es Peregons	2n
20	Ca'n Siriquet	2xa	40	Vallgornera.ab	2x	60	C. Varques	5	80	C. S. Pere.Est	3n	00	Cova Ases	4n

Tabla 2. Número de yacimientos (Nº yacim.) y situación según tipo de costa; porcentaje (%) de ellos en buen (b) regular (r) o mal estado (m); Número de destruidos (Nº Dest.) y número de impactos localizados (Nº impactos) según tipo de costa. Abreviaturas de impactos (e, p, c, m, x, a, n) igual que para la tabla 1.

Situación yacimientos	Nº Yacim.	b%	r%	m%	Nº Dest.	Nº Impac.	e	p	c	m	x	a	N
En Costa Acumulación	61	20	30	50	20	125	36	11	39	4	18	9	8
En Costa Erosión	31	43	30	27	18	60	3	4	18	-	23	-	12
En Costa Antrópica	12	0	15	15	12	40	11	8	9	3	5	4	-
Interiores	11	0	40	60	2	26	4	-	10	7	1	5	-
Destruídos	52	-	-	100	52		11	10	5	3	6	6	6



Mapa 2. Mapa de Mallorca que muestra la situación, altura y tipología de los principales yacimientos objeto de este estudio.

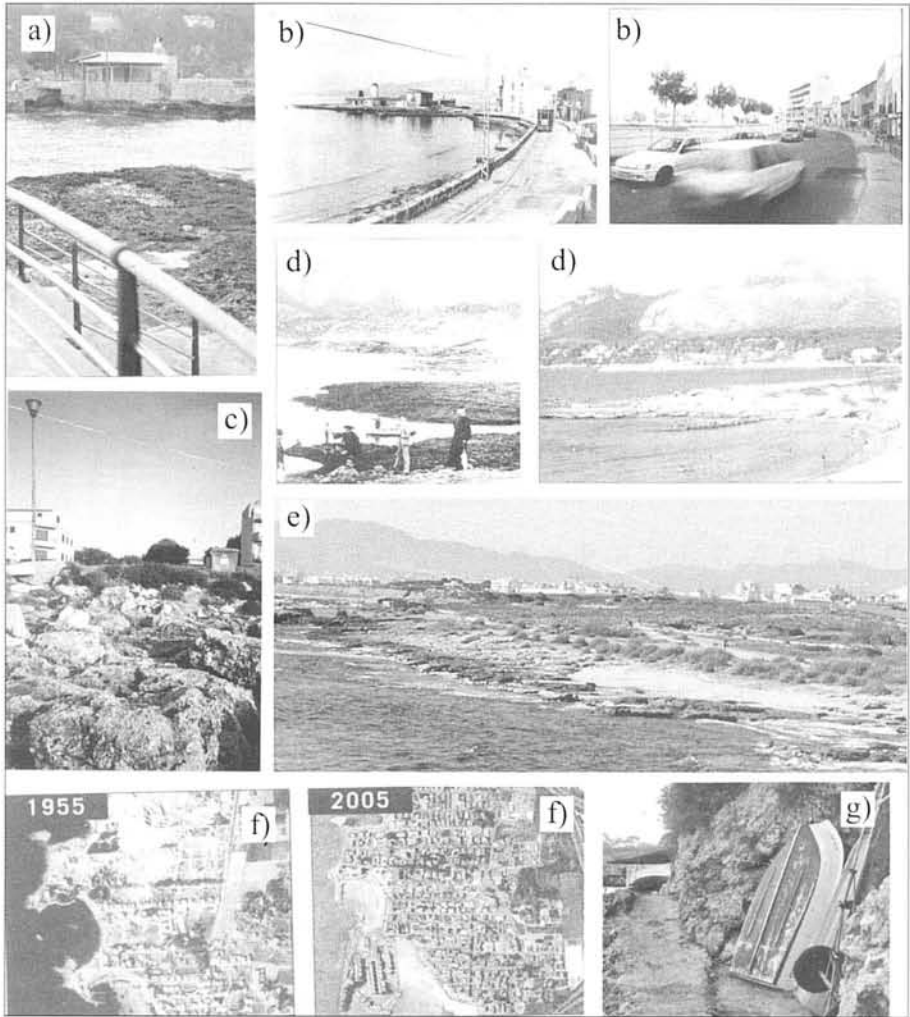


Fig. 3 (I). Impactos en diversos yacimientos: a) Camp de mar: Quiosco y paseo; b) Molinar (1955-1995) y Paseo marítimo; c) Restos del yacimiento de s'Illot-Bufador (2004) situado en un posible futuro paseo; d) Mal Pas (P. S Joan) y Pº de Bonaire al fondo. 1915-1995; e) Vista del yacimiento des Carnatge desde la Pineda donde se observa el paseo superior; f) Cala Estància 1955-2005 y g) Cala Pi (Hormig).

3. Discusión y conclusiones

Los impactos detectados se han dividido en 7 grupos según su naturaleza (Tabla 2):

1. Construcciones y hormigonados (e). Comprenden todo tipo de edificaciones desde quioscos (Camp de Mar, fig. 3a), hoteles (Palmanova. Cuerda 1975), restaurantes (Port Roig) y hormigonados (Peguera, Fig. 3g).

2. Caminos, paseos y accesos (c). Más de la mitad de yacimientos se encuentran deteriorados al encontrarse en zonas de paso. Los paseos marítimos han destruido yacimientos como los del Molinar (Fig. 3b) y Torre de'n Pau, y pueden acabar con los de S'Illot (Fig. 3c) y Sa Ràpita. Los importantes yacimientos de Camp de Tir y Es Carnatge se encuentran también amenazados por el paseo construido en su límite superior (Fig. 3e).

3. Puertos deportivos, casetas (escars) y embarcaderos (p). La mayoría de yacimientos afectados por estos impactos se encuentran destruidos en su totalidad. Cala Gamba, Cala Estància (Fig. 3f), Cala Bona o Bonaire (Fig. 3d) entre otros han sido arrasados por los puertos deportivos construidos sobre ellos. Otros como Cala Pi (Fig. 3f), sa Bassa Nova y es Morer Vermell han sido casi destruidos por embarcaderos individuales y casetas (escars).

4. Extracción de materiales (x). Es Fornàs i Sa Fossa han sido canteras de extracción de bloques de duna para la construcción (Cuerda y Sacarés, 1992). Otros yacimientos se estudiaron en su casi totalidad (Frontó des Molar, Vicens *et al.*, 2001). Los más accesibles y conocidos muestran señales de actividades extractivas selectivas en cuanto resulta imposible localizar la mayoría de fauna citada en ellos (Cuerda, 1975, 1979). La recuperación y estudio de material de forma adecuada y guardado en centros de interpretación minimaliza este impacto si lo recolectado está bien etiquetado y disponible para futuras investigaciones. De otra manera este material se hubiera perdido irremediablemente. Así de Palma Nova, Cala Gamba o Cala Estancia sólo queda lo recuperado en distintas investigaciones.

5. Trabajos con maquinaria pesada (m). Los yacimientos interiores se ven afectados por la labores agrícolas (Ca'n

Menut (Fig 3j), Ca'n Canals, Portocolom III) y los situados en las playas turísticas, regeneradas artificialmente o no, por los trabajos llevados a cabo en la playa con maquinaria pesada (S'Illot (Fig 3h), es Morters o cala Agulla).

6. Erosión natural (n). La acción del oleaje desmantela los bloques de duna superiores, pone al descubierto los yacimientos y los destruye posteriormente (Arenal de'n Casat (Fig. 3i)), es Perengons (Fig. 3i). La zapa y caída del acantilado donde se encuentran afecta a otros como Caloscans o Calestret. Las zonas de acumulación pleistocenas que más notan actualmente la erosión (con yacimientos más desestructurados por erosión natural) son la costa norte y la bahía de Alcudia y los acantilados del sur de la isla.

7. Escombros y arena (a). La regeneración de playas con arena alóctona entierra algunos yacimientos (Cala Agulla). El afloramiento queda protegido de la erosión pero resulta dañado por los trabajos de regeneración. Otros afloramientos están enterrados bajo escombros de manera que se dificulta su localización como Magaluf, Ca'n Siriquet o S'Illot (Fig. 3c).

Concluimos en que sólo un 30% de yacimientos estudiados se encuentra en buen estado mientras otro tercio se puede considerar desaparecido (Tabla 2). En las costas de erosión hay el doble de yacimientos en buen estado que en las de acumulación. La causa de ello parece ser claramente antrópica. Así un 70% de los impactos localizados son de origen antrópico y se han producido en costas de acumulación (50% yacimientos destruidos). Aunque estas son minoritarias en la isla (Fig. 1), en ellas se encuentran los afloramientos más importantes y también las principales urbanizaciones. Los yacimientos situados en la costa muy urbanizada se encuentran en muy mal estado (85% destruidos) debido a

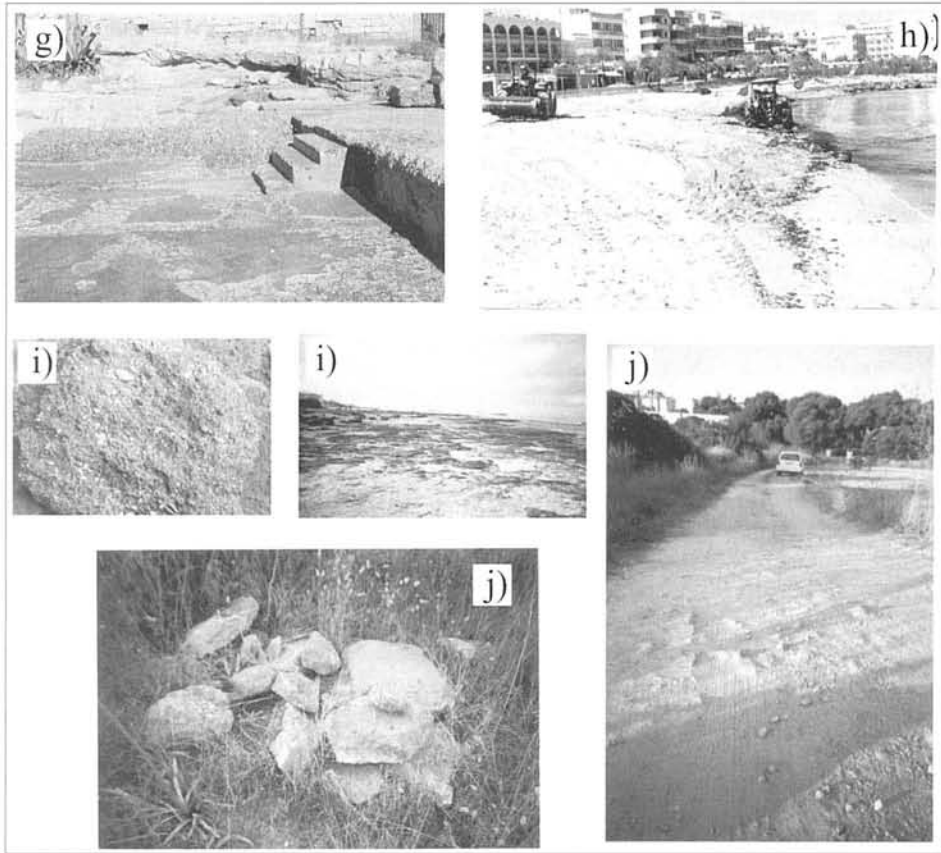


Figura 3 (II). Impactos en diversos yacimientos: g) Paguera completamente hormigonado; h) «Regeneración» de la playa de s'Illot sobre el yacimiento. 2003; i) Erosión natural. Plataforma de erosión de es Perengons y una de las dos losas fosilíferas localizadas en s'Arenal de'n Casat; j) Ca'n Menut. Camino. Finca labrada y losas sacadas por el tractor.

la edificación en primera línea, a los paseos marítimos y a los puertos deportivos. Los pequeños embarcaderos y hormigonados destruyen parcial y progresivamente gran parte de los afloramientos restantes. Por el contrario las costas de erosión (Fig. 4), si bien mayoritarias, contienen menos afloramientos y sólo el 27 % de ellos se encuentran desaparecidos. En ellas los principales impactos detectados son la erosión natural y las actividades extractivas.

La existencia o no de afloramientos en un sector determinado y la altura a la que se encuentran puede deberse aparte de fenómenos naturales de erosión y sedimentación, a fenómenos de subsidencia o elevación locales o a cambios del nivel del mar (Cuerda 1975). Observando la distribución de los principales afloramientos hasta ahora localizados (Fig. 1 y 2) y comparado su situación respecto de otros coetáneos (Tablas 3) se puede interpretar que:

a. La ausencia de afloramientos importantes en la Sierra de Tramuntana puede ser debida a que durante el Cuaternario (y posiblemente desde el Mioceno superior) la zona ya presenta mayoritariamente costa de erosión. La altura a la que se encuentran los pocos yacimientos localizados podría significar fenómenos de

elevación recientes (Cuerda, 1975). Estos habrían impedido, junto a la importante erosión natural y a la disposición del relieve, la consolidación de sedimentos cuaternarios mas allá de alguna plataforma elevada (Cala San Vicens, Sóller) y de pequeñas acumulaciones dunares sin macrofauna marina (Tabla 3g).



Figura 4. En las costas de erosión encontramos mayoritariamente trampas sedimentarias (a y b) plataformas elevadas (a y b) o afloramientos sobre sistemas dunares fósiles adosados a la base del acantilado (b). Los impactos antrópicos (4a) no les afectan del mismo modo que a los situados en costas bajas.

Tabla 3a. Yacimientos del Sector Sudoeste de la isla. Explicación en el texto (Metodología y conclusiones).

3a. Sector Calas Sudoeste	H	Ed	E	P	Tipología	Referencia
Camp de Mar. Illetas	2	5e	+50	20	Playa	Cuerda. 1975
Peguera	2,5	5e	+50	100	Playa	Cuerda. 1975
Sta. Ponça. Cala	0,5	5a	-	10	Restos playa	Cuerda. 1975
Sta. Ponça	2	-	-	-	Plataforma	Muntaner. 1954
Banc d'Eivissa	4	5e	-	10	Plataforma-trampa	Cuerda. 1975

b. Situación contraria se daría en parte del sector sur y levante insular (Tablas 3c y 3d) y en las zonas de acumulación de la isla (Tablas 3b, 3c y 3f) donde el peso de los sedimentos procedentes de las sierras habría provocado (entre otros factores) la basculación de la plataforma coralina mio-pliocena (Cuerda, 1975; Rosselló, 1998) y fenómenos de subsidencia. Todo ello junto con fenómenos cársticos de hundimiento locales (Robledo, 2005; Ginés *et al.*, 2007) podrían haber hecho desaparecer las playas Eutirrenienses que allí se hubieran formado. Los afloramientos que encontramos en estas zonas son generalmente pequeños o muy pequeños y poco potentes (Tablas 3b y 3c) situándose muchas veces sobre dunas adosadas a los acantilados o en trampas y plataformas sedimentarias (Fig 4). Solo aparecen vestigios de playas pleistocenas en el fondo de algunas pequeñas calas (Cala Varques).

c. La localización de los mayores yacimientos y de la mayor cantidad de sedimentos en las tres principales bahías de la isla (Tablas 3b, 3c y 3f) responde seguramente a que estas eran ya las principales zonas de acumulación en el Pleistoceno superior (Cuerda, 1975). La diferente altura a la que aparecen en ellas los afloramientos coetáneos junto con otras evidencias geomorfológicas (Gelabert *et al.*, 2002) sugiere también fenómenos recientes de subsidencia por los mismos motivos que en los sectores meridional y oriental. Así, los yaci-

mientos localizados en la bahía de Campos se encuentran a una altura decreciente de Oeste a Este hacia la zona más subsidente de es Trenc-Perengons, donde los afloramientos aparecen bajo la playa actual y a nivel del mar actual si no por debajo (Tabla 3c). De igual modo, en la Bahía de Alcudia la altura a la que aparecen los sedimentos pleistocenos decrece a partir del anticlinal de Son Real (Gelabert *et al.*, 2002) tanto hacia el Este (Sa Canova a nivel del mar) como hacia el Oeste (Albufera; 4 metros (Tabla 3f)).

d. En las penínsulas de Andratx y Artà los afloramientos aparecen en las pequeñas calas existentes a más altura (3-4m) que los coetáneos situados en las bahías colindantes (Tablas 3a y 3e). Algunos presentan varios niveles fosilíferos a distinta altura (Cala Rajada, Cala Agulla, Font Celada, Albarca). Todo ello puede evidenciar también fenómenos de subsidencia o elevación.

e. La mayoría de yacimientos de la bahía de Palma, incluso los adosados en la plataforma coralina contigua de Lluçmajor (Fig. 2; Tabla 3b), y muchos de los situados en las penínsulas de Andratx y Artà (Tablas 3a y 3e) muestran la playas Eutirrenienses entre 1'5 y 2,5 m de altura. Esta altura es la que se supone alcanzaban las aguas en ese periodo según Ginés (2001) y Silva *et al.* (2006). Ello podría significar más estabilidad tectónica en estas zonas que en otros sectores de la isla.

Tabla 3b. Yacimientos de la Bahía de Palma. Explicación en el texto (Metodología y conclusiones).

3b. Bahía de Palma													
Sector Occidental							Sector Oriental						
Yacimientos	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia	Yacimientos	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
Portals Vells					Playa-	Cuerda et al.							
Cala	1,5	5e	-	40	Restos	1983	S'Arenal	7,5	5e	-	20	Trampa	Cuerda.1975
Magaluf. C.													
Vinyes	2	5e	-	150	Playa	Cuerda.1975	Es Fornàs	1,6	5e	150	50	Playa	Cuerda.1975
Magaluf.													
Es Salobrar	2	5a	+50	-	Lagunar	Cuerda.1975	Cova de S'Anegat	5,5	5e	216	40	Plataforma.	Cuerda.1975
Palmanova. Torre	2,5	5e	-	50	Playa	Cuerda.1975	Cap Orenal	12	5e	-	10	Trampa	Cuerda.1975
Nova													
Palmanova. P.												Playa-	Cuerda. Sacarés.
Nadala	4	5	-	-	Lagunar	Cuerda. 1975	Cala Blava	1,5	5a	5	40	Restos	1992
							Ses						
							Lleonardes	1,2	?	30	50	Playa-	Morey Est.
							T. Son						Cuerda. Sacarés.
							Granada	2	5a	2	20	Plataforma	1992
												Playa-	Cuerda. Sacarés.
Palma-Gesa	-2	5	-	50	Déposito	Cuerda. 1975	Punta Negra. a	2	5e	4	50	Restos	1992
Es Molinar													
Es Portixol	1,8	5e	+50	20	Playa	Cuerda. 1975	Punta Negra. b	2	5e	6	60	Playa-	Cuerda. Sacarés.
												Restos	1992
													Cuerda. Sacarés.
Ses Roques	1,8	5e	+50	50	Playa	Cuerda. 1975	Cala Vella	4	5e	50	200	Playa	1992
Torre d'en Pau	3,5	5e	-	10	Plataforma	Cuerda. 1975	Sa Fossa	1,5	5	50	50	Playa	Cuerda.1975
												Lagunar	
Cala Gamba	0,8	5a	-	60	Playa	Cuerda. 1975	Davalladors	1	5	+50	50	Playa	Cuerda.1975
													Cuerda. Sacarés.
Camp de Tir. a	3	5a	5	-	Playa	Cuerda. 1975	Na Casetes	2	5e	-	20	Restos	1992
													Cuerda. Sacarés.
Camp de Tir. b	2	5e	215	100	Playa	Cuerda. 1975	Pas des Verro	3	5	30	25	Playa-	1992
													Cuerda. Sacarés.
Es Carnatge	1,8	5	360	60	Playa	Cuerda. 1975	Na Llarga	2,5	5	-	50	Playa-	1992
													Cuerda. Sacarés.
Son Mosson	1,8	5	40	50	Playa	Cuerda. 1975	Na Rosegada	4	5e	-	-	duna	1992
													Cuerda. Sacarés.
La Pineda	1	5a	1	20	Playa	Cuerda. 1979	Na Segura	4	5e	-	-	Plataforma	1992
La													Cuerda. Sacarés.
Pineda. Superior	3	5a	1	20	Plataforma	Cuerda. 1979	Pedr. Blanca	7,5	5e	-	-	Plataforma	1992
													Cuerda. Sacarés.
Cala Estància	2	5a	1	20	Plataforma	Cuerda. 1979	Pas de sa					Plataforma	
													Cuerda. Sacarés.
							Senyora	4	5	5	30	duna	1992
Ses Fontanelles	2	5e	+50	-	Lagunar-	Cuerda. 1975	Punta Llobera	7	-	-	-	Plataforma	Cuerda. Sacarés.
					Playa								1992
Es Serralt	2,5	5e	6000	-	Lagunar	Cuerda. 1975							
					Playa								
Can Menut	2,5	5e	+50	-	Lagunar	Cuerda. 1975							
					Playa								
Can Siriquet	2,5	5e	100	-	Lagunar	Cuerda. 1975							
					Playa								
Son Oms	2,5	?	-	-	Lagunar	Cuerda. 1975							
Son Banya	2,5	5e	-	-	Lagunar	Cuerda. 1975							
					Lagunar								
Can Canals	2,5	5e	+50	-	Playa	Cuerda. 1975							

Como ya sugirió Cuerda (1975) la distribución de los yacimientos cuaternarios parece estar en consonancia con la estructuración neógena de la isla. Estos además pueden testimoniar cambios tectónicos e isoeustáticos litorales recientes. Los yaci-

mientos del Pleistoceno superior marino mallorquín, por el hecho mismo de situarse en primera línea de costa, son claros exponentes del estado en que ésta se encuentra y de los procesos antrópicos y geológico-naturales que en ella se producen.

Tabla 3c. Yacimientos situados en la plataforma del Migjorn - Bahía de Campos. Explicación en el texto (Metodología y conclusiones).

3c. Sector plataforma Sur	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
Els Bancals. a	12	5e	9	-	Plataforma-Playa	Cuerda. Sacarés.1992
Els Bancals. b	3	5	6	15	Plataforma-Playa	Cuerda. Sacarés.1992
Cala Beltran	13	5e	-	10	Plataforma	Cuerda. Sacarés.1992
Cala Pi. a	3	5a	-	30	Plataforma-Playa	Cuerda. Sacarés.1992
Cala Pi. b	2	5a	-		Grieta. Trampa	Cuerda. Sacarés.1992
Vallgornera	12	5e	-		Plataforma	Cuerda. 1975
Vallgornera. Torrent Gros	5	?	-	-	Plataforma	Morey. Prep
S'Estalella. a	11	5e	10	10	Plataforma	Cuerda. 1975
S'Estalella. b	7	5e	-	-	Plataforma-Playa	Cuerda. 1975
S'Estalella. c	3	5a	15	60	Playa?	Cuerda. 1975
Cala en Timó. Cala en Paiàs	1	5a	-	30	Playa	Cuerda et al. 1983
Racó de s'Estalella	0,3	-	9	10	Playa. Restos	Morey. Prep
S'Estanyol	2	5a	60	30	Playa	Cuerda. Sacarés. 1992
Sa Ràpita. S'Amarador	1-2	5a	90	10	Plataforma.	Morey et al. 2006

Bahía de Campos	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
Es Morters	1,6	5e	70	40	Playa. Restos	Morey et al. 2006
Ses Covetes. a	1,2	5e	12	40	Playa	Morey et al. 2006
Ses Covetes. b	1,2	5e	70	50	Playa	Morey et al. 2006
Es Trenc	0,7	5e	7?	30	Playa	Morey et al. 2006
Es Peregons	0,5	-	40	10	Playa. Restos	Morey. Prep

Sector sur. Subsidente	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
Col. Sant Jordi, Es Dofí	1,2	-	20	30	Plataforma-Playa.	Morey. Prep
Es Carbó, Platja	0,5	-	2	30	Playa	Morey. Prep

Tabla 3d. Yacimientos de la marina de Levante. Explicación en el texto (Metodología y conclusiones).

3d. Sector plataforma levante						
Sector sudeste	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
Zona Sa Plana	4,5	5e	-	30	Cueva-Trampa	Butzer, Cuerda. 1962
Cala Màrmols	4,5	-	-	10	Restos -duna	Butzer, Cuerda. 1959
Zona. Punta es Bauç	-	-	-	20	Restos duna	Butzer, Cuerda. 1959
S'Almunia. Cala	2	5e	-	20	Restos Plataforma	Butzer, Cuerda. 1962
Cala Llombards	1,5	-	-	-	Restos	Cuerda. 1975
Cala Santanyí	1,4	-	-	30	Restos	Butzer, Cuerda. 1959
Cala Llonga	0,3	-	-	20	Limos fondo cala	Butzer, Cuerda. 1959
Sector Central-Porto Colom	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
Sa Bassa Nova	0,5	-	3	20	Playa	Muntaner. 1955
Portocolom I	0,5	5a	2	-	Playa	Cuerda et al. 1989
Portocolom II	3	5a	2	20	Trampa-cueva	Cuerda et al. 1989
Portocolom III	1-2	?	700	-	Lagunar-Playa.	Morey. Prep
Cova dels Ases	9	1	1	10	Trampa-cueva	Morey. Prep
Cala Murada	2	-	-	-	Limos fondo cala	Muntaner. 1955
Cala Varques	0,8	-	10	40	Restos playa	Morey. Prep
Frontó des Molar	2,5	5a	-	20	Grieta	Vicens et al. 1998
Portocristo	0,5	-	-	-	Limos fondo cala	Cuerda. 1975
Cala Morlanda	4,5	-	-	-	Restos plataforma	Butzer y Cuerda. 1961
S'Illot. Bufador	7,5	5e	0,2	40	Plataforma-grieta	Cuerda. 1975
Sector Calas	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
S'Illot	2	5e	-	40	Playa	Cuerda. 1975
Cala Moreia. Platja	1'3	5a	-	10	Limos fondo cala	Cuerda. 1975
Punta de n'Amer	3	?	6	20	Plataforma	Morey. Prep
Cala Nau	2	5	30	50	Playa	Cuerda. 1975
Rotes de sa Cova	1,6	5e	-	60	Playa. Restos	Cuerda. 1975
Cala Bona	1,5	5e	-	40	Playa. Restos	Cuerda. 1975
Port Roig-	2,6	5e	-	40	Playa	Cuerda. 1975
Port Roig	1,8	5a	-	10	Playa	Cuerda. 1975

Tabla 3e. Yacimientos situados en las sierras de Levante. Explicación en el texto (Metodología y conclusiones).

3e. Sector. Sierras Levante	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
Carregador	1,5	5a	45	20	Playa	Cuerda. 1987
Canyamel. Na Gratelosa	2	?	-	20	Restos playa	Cuerda. 1987
Canyamel. Coves	4	5e	75	50	Plataforma-Playa	Cuerda. 1975
Cala Rajada	2,8	5	65	75	Plataforma	Muntaner. 1955
Cala Rajada	3,5	5?	20	20	Plataforma	Morey. Prep.
Cala Agulla	1	5a	70	50	Playa	Cuerda. 1975
Cala Agulla	0,20	5?	10?	20	Playa	Cuerda. 1975
Cala Font Celada. a	4	5e	-	10	Trampa	Vicens. Gracia. 1998
Cala Font Celada. b	1,6	5a	40?	50	Playa	Vicens Gracia. 1998
Arenalet d'Albarca	2	?	110	50	Playa	Morey. Prep
Arenalet d'Albarca	4	?	60	30	Playa	Morey. Prep.

Tabla 3f. Yacimientos de la Bahía de Alcudia. Explicación en el texto (Metodología y conclusiones).

3f. Bahía de Alcúdia	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
Caloscamps. a	2	5a	-	10	Restos	Cuerda. Galiana. 1976
Caloscamps. b	0,7	5e	11	60	Playa	Cuerda. Galiana. 1986
Arenalet de Son Colom	1,5	?	16	50	Playa	Morey. Prep.
Cala s'Estret. a	0,3	?	30	20	Playa	Muntaner. 1955
Cala s'Estret. b	0,3	?	2	20	Restos playa	Morey. Prep.
Col. Sant Pere. S'Esquerda. a	1,7	?	10	20	Plataforma	Morey. Prep.
Col. Sant Pere. S'Esquerda. b	1	?	10	20	Plataforma	Morey. Prep.
Sa Canova. Platja	0,2	?	+50		Playa	Morey. Prep.
Son Serra. Ses Pedreres	0,7	5e	140	60	Playa. Aluviones	Butzer. Cuerda. 1962
Son Serra de Marina	2	5	-400	20	Playa	Morey. Prep.
Son Real	1	5e	600	30	Playa	Vicens et al. 1998
Son Real. Arenal d'en Casat	2	5	0,02	10	Playa	Morey. Prep.
Son Real. Cement. fenici	1,3	5	30	30	Playa	Morey. Prep.
Son Real. Na Patana	0,7	5	+30	20	Playa	Morey. Prep.
Can Picafort	?	5e	-	-	Playa	Cuerda. 1975
Albufera	-4	5	+50	-	Albufera	Cuerda. 1975
Coll Baix	1,5.	5	-	-	Plataforma	Morey. Prep.
Punta de Tacàritx	1	5	-	-	Restos	Cuerda. 1975
Bonaire. Port	2	5	-	70	Restos playa	Butzer. Cuerda. 1962
Platja de Sant Joan a	2	5a	45	40	Playa	Cuerda et al. 1983
Platja de Sant Joan. b	1	5e	20	20	Playa	Cuerda et al. 1983
Manresa. Marina. d	2	5	20	30	Playa	Morey. Prep.
Morer Vermell	1,9	5a	-	-	Playa	Cuerda. 1975
Es Barcarès	0,6	?	-	20	Playa	Morey. Prep.

Tabla 3g. Yacimientos en la sierra de Tramuntana. Explicación en el texto (Metodología y conclusiones).

3g. Sierra de Tramuntana	H	Ed	Ex	P	Tipología	Referencia
Cala Sant Vicenç	5	5a	-	10	Plataforma	Cuerda. 1975
Sa Calobra	5	-	2	10	Duna	Cuerda. 1975
Port de Sóller. S'Argentera	7	5e	-	40	Plataforma	Cuerda. 1975
Port des Canonge	3	-	-	-	Duna	Morey. Prep.

4. Agradecimientos

Agradecemos muy especialmente al Dr. Guillem X. Pons y al Dr. Antonio Rodríguez Perea del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de las Islas Baleares por sus sugerencias para la mejora

del trabajo. Agradecemos el apoyo de Noemí en las visitas a los yacimientos durante el periodo de estudio y también a Mayte, por la paciencia y comprensión ofrecida durante la realización del estudio. A todos ellos muchas gracias.

5. Bibliografía

BAUZÀ, J. (1946): Contribución a la paleontología de Mallorca (Notas sobre el Cuaternario). *Estudios Geológicos*. nº 4. págs. 199-204. Madrid.

BUTZER, K. W. y CUERDA, J. (1959): Nota preliminar sobre la estratigrafía y paleontología del Cuaternario marino del Sur y S.E de la isla de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, nº 6. Palma.

BUTZER, K. W. y CUERDA, J. (1961): Formaciones cuaternarias del litoral Este de Mallorca (Canyamel-Porto Cristo). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, nº 7. Palma.

BUTZER, K. W. y CUERDA, J. (1962): Nuevos yacimientos marinos cuaternarios de las Baleares. *Notas y comunicaciones del Inst. Geo. Min.*, nº 67. págs. 25-70. Madrid.

CUERDA, J. (1975): *Los tiempos Cuaternarios en Baleares*. Inst. Estud. Balearics. Palma de Mallorca. 304 págs.

CUERDA, J. (1979): *Las formaciones Cuaternarias de la Bahía de Palma*. VI Coloquio de Geografía de la AGE. Excursión nº 4. Palma de Mallorca. 20 págs.

CUERDA, J. (1989): *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Direcció General de Cultura. Conselleria de Cultura, Educació i Esports. Govern Balear. Palma de Mallorca. 310 págs.

CUERDA, J. y GALIANA, J. (1976): Nuevo yacimiento del Pleistoceno superior marino en la costa norte de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, nº 21. Palma.

CUERDA, J., GRACIA, F. y VICENS, D. (1989a-90): Dos nuevos yacimientos del Pleistoceno superior marino en Porto Colom (Felanitx, Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, nº 33.

CUERDA, J. y MUNTANER, A. (1950): Nota sobre un nuevo yacimiento hallado en Palma de Mallorca como perteneciente al Plioceno. *Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, nº 48 (1), págs. 541-543. Madrid.

CUERDA, J. y SACARÉS, J. (1992): *El Cuaternario en el Mijorn de Mallorca*. Palma de Mallorca.

CUERDA, J., SOLER, A. y ANTICH, S. (1983): Nuevos yacimientos del Pleistoceno marino de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, nº 27. Palma

DEL OLMO, P. y ALVARO, M. (1984): *Control estructural de la sedimentación neógena y cuaternaria de Mallorca*. I Congreso español de Geología, págs. 219-238.

GELABERT, B., SERVERA, J. y RODRÍGUEZ PEREA A. (2002): Características geomorfológicas del sistema dunar de la Bahía de Alcúdia (Isla de Mallorca). *Geogaceta*, nº 32, págs. 215-218.

GINÉS, J., FORNÓS, J. J., GRÀCIA, F., DELITALA, C., TADEUCCI, A., TUCCIMEI, P. y VESSICA, P. G. (2001): Els espeleotemes freàtics de les coves litorals de Mallorca. Canvis del nivell de la Mediterrània i paleoclima en el Pleistocè superior. En: *El Canvi climàtic. passat, present i futur*. Pons i Guijarro (Ed.). Monografies de la Soc. Hist. Nat. Balears. Palma de Mallorca.

GINÉS, J., FORNÓS, J. J., GINÉS, A. y TUCCIMEI, P. (2007): Endocarst costero, niveles marinos y tectónica: el ejemplo de la costa oriental de Mallorca. *Geomorfología litoral. Monog. Soc. Hist. Nat. Bal.*, nº 15.

GRACIA, F. y VICENS, D. (1998): Aspectes geomorfològics quaternaris del litoral de Mallorca. In Fornós. *Aspectes Geològics de les Balears*. U.I.B., págs. 307-328. Palma de Mallorca.

MARTÍN PRIETO, J. A., ROIG-MUNAR, F.X., RODRÍGUEZ PEREA, A., PONS, G. X. y BALAGUER, P. (2007): La gestión litoral en las Islas Baleares. *Monog. Soc. Hist. Nat. Baleares*, nº 15.

MOREY, B., VICENS, D. y PONS, G. X. (2006). El Pleistocè superior marí de la badia de Campos (Sa Ràpita- Es Trenc, Mallorca, Mediterrània occidental). *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, nº 49.

MOREY, B. (En prep.): *El patrimoni paleontològic del Pleistocè superior de Mallorca: catalogació, caracterització, valoració i estratègies de protecció*. Memòria d'investigació.

MUNTANER, A. (1954): Playas tirrenienses y dunas fósiles del litoral de Paguera a Camp de Mar (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, nº 1.

MUNTANER, A. (1955): Nota preliminar sobre las localidades del Cuaternario en la isla de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, nº 1.

POMAR, L. y CUERDA, J. (1979): Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta. Geología. Hispánica*, nº 14, págs. 505-513. Homenaje a Luís Solé i Sabarís.

ROBLEDO ARDILA, P. J. (2005): *Los Paleocolapsos kársticos en las plataformas carbonatadas del mioceno superior de Mallorca: análisis geográfico, genético, geológico y evolutivo*. Tesis doctoral. Palma de Mallorca.

RODRÍGUEZ PEREA, A. y GELABERT, B. (1998): Geología de Mallorca. En: Fornós, J. J., *Aspectes geològics de les Balears*, págs. 10- 38. U.I.B. Palma de Mallorca.

ROSSELLÓ, V. M. (1998): Torrents i cales de Mallorca: aspectes geomofològics. En: Fornós, J. J., *Aspectes geològics de les Balears*. Palma de Mallorca.

SERVERA, J. (2004): *Geomorfologia litoral de les illes Balears*. Quaderns de natura de les Balears. 88 págs. Palma de Mallorca.

SILVA, P. G., GOY, J. L., ZAZO, C., JIMÉNEZ, J., FORNÓS, J. J., CABERO, A., BARDAJÍ, T., MATEOS, R., GONZÁLEZ HERNÁNDEZ, F., M. HILLARIE MARCEL, CL. y BASSAM, G. (2005): *Mallorca Island: geomorphological evolution and neotectonics*. Sixth International Conference on Geomorphology. Field trip guide A7. 37 págs.

VICENS, D. y GRÀCIA, F. (1998): Aspectes paleontològics i estratigràfics del Pleistocè superior de Mallorca. En: Fornós, J. *Aspectes Geològics de les Balears*, págs. 191-220 .U.I.B. Palma.

VICENS, D., PONS, G., X. BOVER, P. y GRÀCIA, F. (2001): Els taxons amb valor biogeogràfic i cronoestratigràfic: bioindicadors climàtics del quaternari de les Illes Balears. En: *El canvi climàtic: passat, present i futur*. Pons, G.X. i Guijarro, J.A (Edit). *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, nº 9. Palma de Mallorca.

*Dinámica hidro-
geomorfológica de la
laguna del Charco del
Toro (Complejo Palustre
del Manto Eólico Litoral
de El Abalario-Doñana).
Parque Nacional de
Doñana, Huelva*

César Borja Barrera

Departamento de Geografía Física y
Análisis Geográfico Regional
Universidad de Sevilla
cesarborja@us.es

F. Díaz del Olmo

Departamento de Geografía Física y
Análisis Geográfico Regional
Universidad de Sevilla
delolmo@us.es

F. Borja Barrera

Área de Geografía Física
Departamento de Historia II
Universidad de Huelva
fborja@uhu.es

DINÁMICA HIDRO-GEOMORFOLÓGICA DE LA LAGUNA DEL CHARCO DEL TORO (COMPLEJO PALUSTRE DEL MANTO EÓLICO LITORAL DE EL ABALARIO-DOÑANA). PARQUE NACIONAL DE DOÑANA, HUELVA

César Borja Barrera
F. Díaz del Olmo
F. Borja Barrera

RESUMEN: Se analiza el modelo de funcionamiento hidro-geomorfológico de la laguna de Charco del Toro perteneciente al Complejo Palustre del Manto Eólico Litoral de El Abalarío-Doñana (Huelva). Se definen los principales elementos estructurales y funcionales que componen el sistema y se establece un modelo teórico en el que se identifican dos escenarios opuestos para el ciclo anual: un máximo seco y un máximo húmedo. Se determina finalmente que la principal entrada de agua al humedal procede del acuífero.

PALABRAS CLAVE: Charco del Toro, complejo palustre, manto eólico litoral, El Abalarío, Doñana, dinámica hidro-geomorfológica.

ABSTRACT: We analyse the hydro-geomorphological functioning model of the Charco del Toro lagoon in the El Abalarío-Doñana coastal aeolian sheet's wetland complex (Huelva). The system's main structural and functional elements were defined and a theoretical model established that identified two opposing scenarios in an annual cycle: a dry maximum and a humid maximum. Lastly, it was determined that the main source of water entering the wetland comes from the regional aquifer.

KEY WORDS: Charco del Toro, wetland complex, coastal aeolian sheet, El Abalarío, Doñana, hydro-geomorphological dynamic.

1. Introducción y área de estudio

El avance en el conocimiento de los aspectos relacionados con la dinámica hidro-geomorfológica de los humedales constituye una cuestión primordial a la hora de esta-

blecer directrices de gestión que aseguren su conservación. En el caso del ámbito de la Comunidad Autónoma de Andalucía los estudios existentes acerca del funcionamiento de los ecosistemas húmedos y de su medio físico en general son bastante escasos,

centrándose la inmensa mayoría de ellos en algunos humedales concretos y permaneciendo el resto prácticamente ignorados (Borja, C. *et al.*, 2004). En el caso del Complejo Palustre del Manto Eólico Litoral de El Abalario-Doñana (MELAD), a pesar de constituir a nivel andaluz uno de los ámbitos que más número de publicaciones científicas ha generado, su análisis sistemático y detallado aún no se ha llevado a cabo, aglutinando nuevamente algunos de los humedales que componen dicho complejo palustre la mayoría de los trabajos (Santa Olalla, Dulce, Sopotón...), mientras que el resto de los 686 humedales que han sido inventariados (Ruiz-Labourdette *et al.*, 2003) son prácticamente desconocidos, hasta el punto que una gran parte de ellos no tienen ni nombre.

La laguna de Charco del Toro es un humedal perteneciente al Complejo Palustre del MELAD, unidad morfo-sedimentaria desarrollada a lo largo de la costa oriental de la provincia de Huelva (España). Dicho complejo palustre –entendido éste como el conjunto de humedales que, desde el punto de vista de su génesis y funcionamiento, comparten un mismo sistema morfogenético de referencia y se vinculan a un mismo dispositivo acuífero– viene definido por su relación genética con el desarrollo durante el Holoceno del mencionado sistema de mantos eólicos litorales del levante onubense (Borja, F. *et al.*, 2005), así como a la recarga y descarga del sistema acuífero de Doñana (Manzano *et al.*, 2002; Custodio *et al.*, 2006).

El MELAD se extiende desde la localidad onubense de Mazagón hasta la desembocadura del Guadalquivir frente a Sanlúcar de Barrameda. Constituye un complejo sistema de depósitos eólicos en el que desde el punto de vista estratigráfico se identifican un total de ocho unidades, con cronologías que abarcan desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad (Borja, F. y Díaz del Olmo, 1994; Zazo *et al.*, 1999; Zazo *et*

al., 2005). Desde el punto de vista de su zonificación y su expresión geomorfológica y ecológica (Borja, F. y Díaz del Olmo 1996; Borja, F., 1997; Montes *et al.*, 1998; Borja, F. *et al.*, 1999), en cambio, sólo ha sido posible distinguir cinco de estos cuerpos sedimentarios (Fig. 1).

La laguna de Charco del Toro se localiza al Este de la población turística de Matalascañas, en un sector en el que entran en contacto tres de las cinco unidades morfo-sedimentarias anteriormente descritas, formando parte de la alineación de lagunas de Santa Olalla (Fig. 2). Se sitúa a una cota absoluta de 10,53 m (fondo de la cubeta baja) y una distancia al mar de algo más de 1,6 km.

2. Objetivos, material y métodos

El objetivo principal del presente trabajo lo constituye el establecimiento del modelo general de funcionamiento de la laguna de Charco del Toro. Para ello se definen y analizan los principales componentes geomorfológicos e hidrológicos del sistema natural, al tiempo que se establecen diferentes escenarios de funcionamiento que vienen determinados por la variabilidad del régimen pluviométrico y la respuesta del sistema acuífero.

Metodológicamente se parte de un análisis interrelacionado de los diferentes elementos que definen dicho modelo de funcionamiento. En primer lugar se establecen las principales características del modelado, así como de las formaciones superficiales y suelos asociados al humedal; y a continuación se lleva a cabo un seguimiento, desde el punto de vista hidrológico, de las tres variables principales: la dinámica hídrica superficial (incluidas las variaciones en las dimensiones de la lámina y la columna de agua); la dinámica hídrica subsuperficial (flujos locales); y, finalmente, la dinámica hídrica subterránea (acuífero regional).

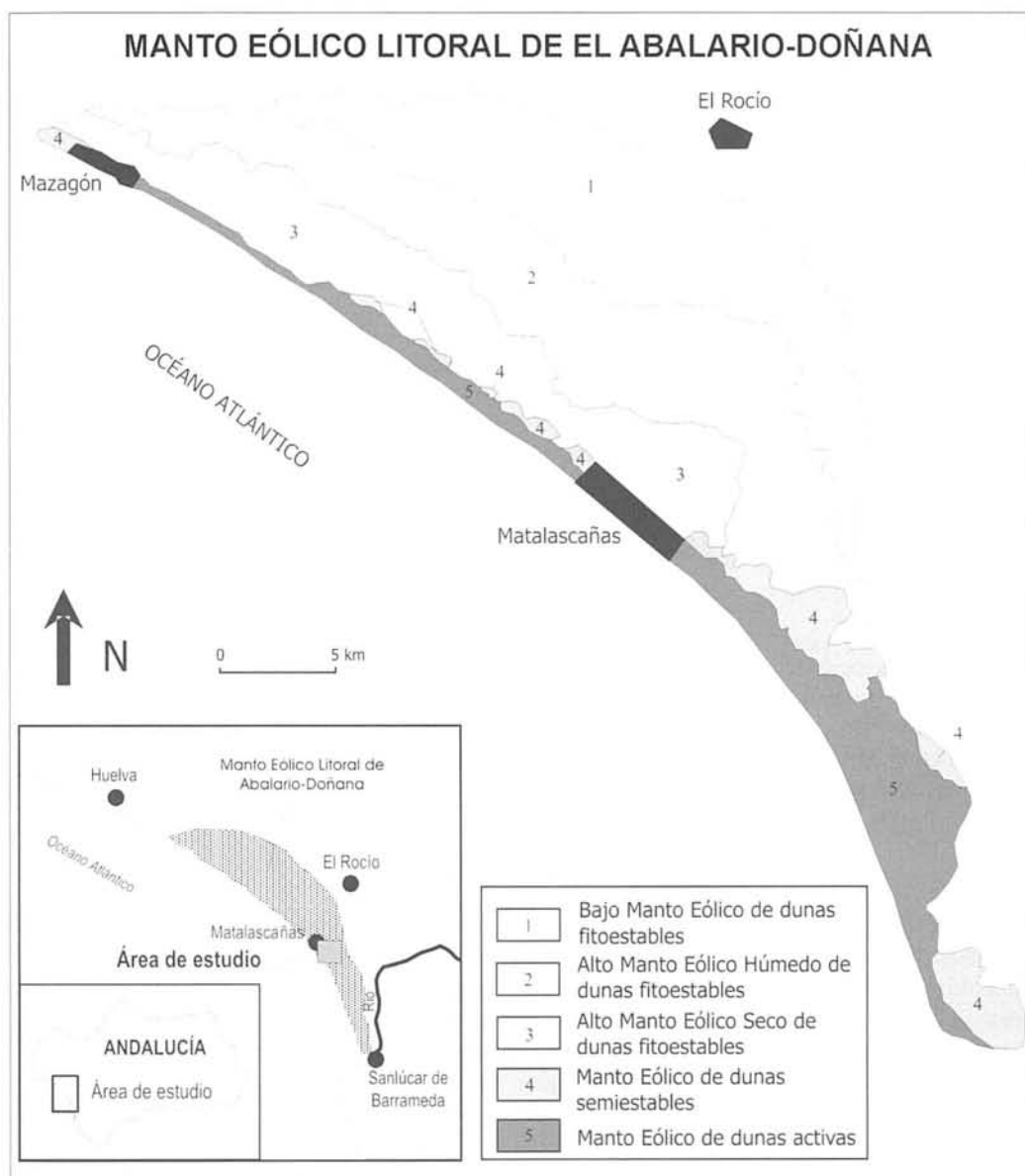


Figura 1. Localización de los diferentes mantos que constituyen el MELAD (Modificado de Borja y Díaz del Olmo, 1996).



Figura 2. Localización de la laguna de Charco del Toro en relación a los diferentes mantos que componen el MELAD y a los humedales del Complejo Palustre más próximos. La referencia numérica corresponde a las unidades sedimentarias relacionadas en la figura 1.

El seguimiento de las variables mencionadas se ha llevado a cabo para los ciclos hidrológicos 2002/03, 03/04 y 04/05, con una cadencia diaria para algunas de ellas (precipitaciones,¹ acuífero regional²), de quincenal a mensual para otras (lámina y

columna de agua superficial, presencia de agua subsuperficial), y, finalmente, puntual para aquellas otras que no requieren de una lectura continuada en el tiempo (modelado, formaciones superficiales y depósitos...).

¹ Los datos referentes al registro pluviométrico tienen carácter diario y han sido obtenidos de la Estación EM-05 (Equipo de Seguimiento de Procesos Naturales de la Estación Biológica de Doñana. <http://www-rbd.ebd.csic.es/Seguimiento/mediofisico.htm>), situada en el Palacio de Doñana a unos 9 km al E del humedal analizado.

² Los datos correspondientes a la dinámica del acuífero regional proceden del piezómetro profundo SGOP49-S1 instalado por el IGME en el extremo SW de la cubeta lagunar. El registro que abarca los tres ciclos hidrológicos analizados presenta una periodicidad horaria (una lectura cada 6 horas) y han sido facilitados por la Oficina de Proyectos de Sevilla del IGME. El piezómetro alcanza los 14,5 m de profundidad situándose el tramo de rejilla comprendido entre los 11,4 y los 14,2 m.

3. Resultados

El modelo teórico de funcionamiento del humedal plantea la existencia de dos escenarios contrapuestos a lo largo del ciclo anual: un máximo seco y un máximo húmedo. Este último supuesto es extrema-

damente variable visto desde una óptica interanual. En la figura 3 se representan de forma esquemática los principales componentes estructurales y funcionales del modelo dinámico correspondiente a la laguna de Charco del Toro para ambos escenarios.

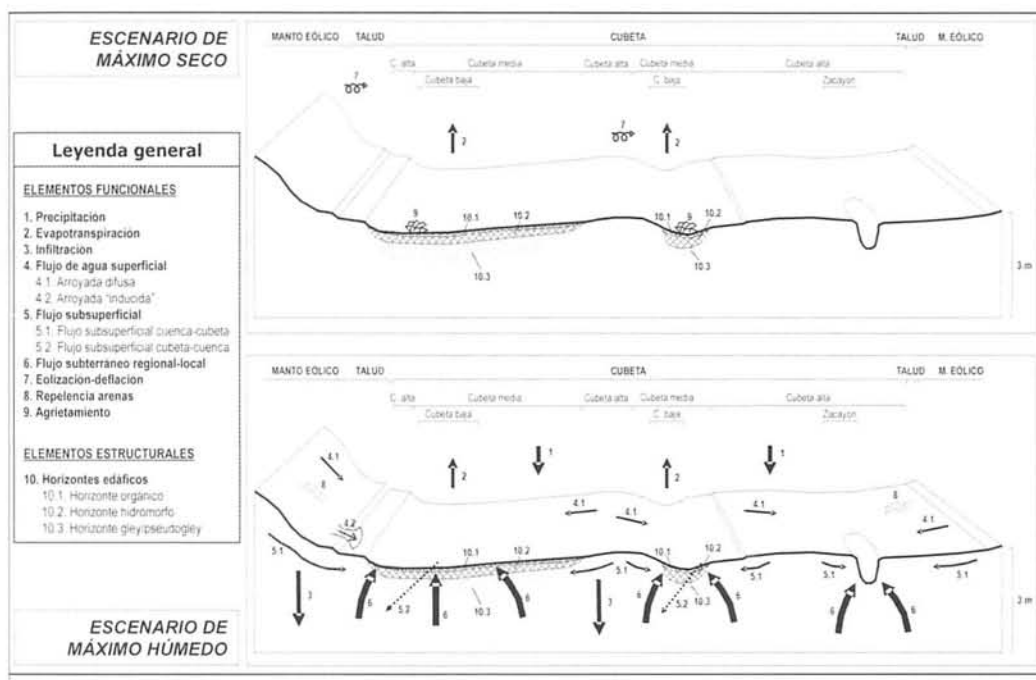


Figura 3. Componentes estructurales y funcionales del sistema palustre de la laguna de Charco del Toro para los escenarios de máximo seco y máximo húmedo.

En ella se pone de manifiesto la importancia de la participación de los aportes de agua subterráneos en el funcionamiento del humedal. Ciertamente, el análisis de los datos proporcionados por el piezómetro profundo ubicado al suroeste del humedal (SGOP49-S1) (Fig. 4), y su cotejo con un levantamiento topográfico de detalle llevado a cabo en el ámbito lagunar, indica que es el

flujo subterráneo el responsable de la aparición y el mantenimiento de la lámina de agua en el vaso lagunar durante la fase húmeda del ciclo hidrológico. El análisis detallado de la información procedente de dicho piezómetro, del registro pluviométrico, así como los datos proporcionados por los piezómetros cortos y catas manuales repartidas por los diferentes ámbitos del

humedal, permiten la identificación de escenarios diferenciados en relación con el funcionamiento del humedal. En cada uno de ellos se reconocen la inhibición o

amplificación de los efectos de algunos de los procesos hidro-geomorfológicos en función de los condicionantes impuestos básicamente por el régimen pluviométrico.

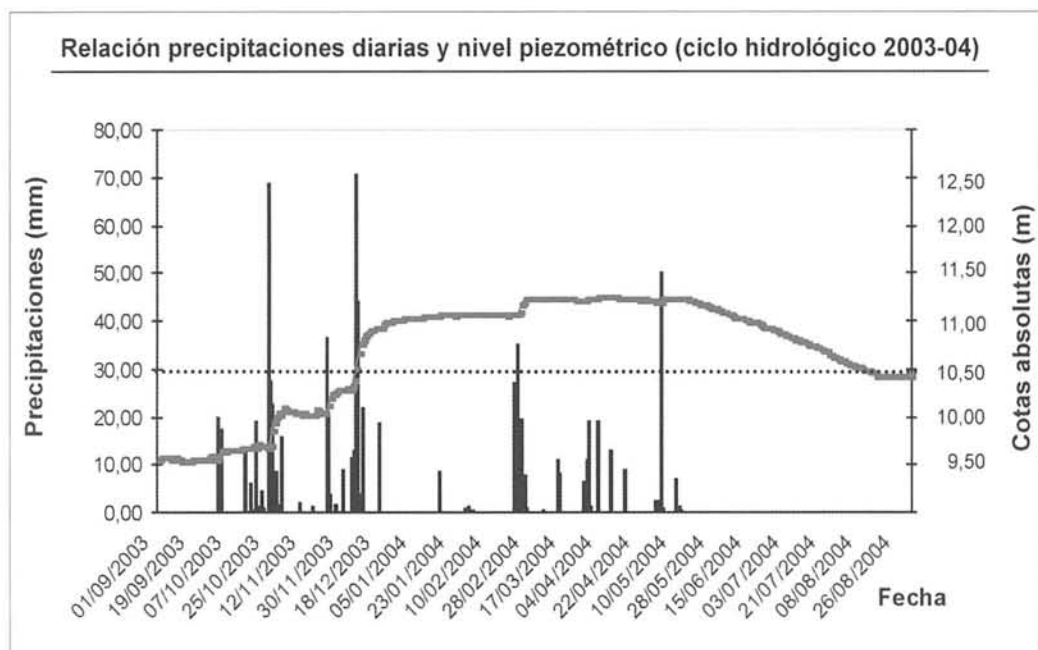


Figura 4. Relación entre las precipitaciones diarias (Estación EM-05) y la lectura del piezómetro profundo (SGOP49-S1) para el ciclo hidrológico 2003-2004. Se observa como la respuesta del piezómetro tras cada evento pluviométrico es prácticamente inmediata. La línea discontinua corresponde con el punto más bajo de la cubeta lagunar.

Así, para el ciclo hidrológico 2002/03, con una precipitación de 549,5 mm/año (algo por encima de la media situada en 537,2 mm/año) el humedal retuvo un pequeño cuerpo de agua en su cubeta baja (Fig. 5), que no sobrepasó los 0,30 m de espesor y que persistió, con algunas oscilaciones, desde diciembre de 2002 a mayo de 2003. Para este momento el piezómetro profundo marcó niveles que cortarían levemente la superficie topográfica

del fondo de la cubeta. Del mismo modo, tanto el registro del piezómetro corto (PUAM1) ubicado en la cubeta baja, como la cata CHT 1 ubicada algo más al este, corroboraron la presencia de un nivel de agua que intersecta dicha superficie topográfica durante el mismo período. Se reconoce un nivel del acuífero oscilante en torno al nivel topográfico correspondiente al fondo de la cubeta lagunar, dependiente del ritmo de las precipitaciones.

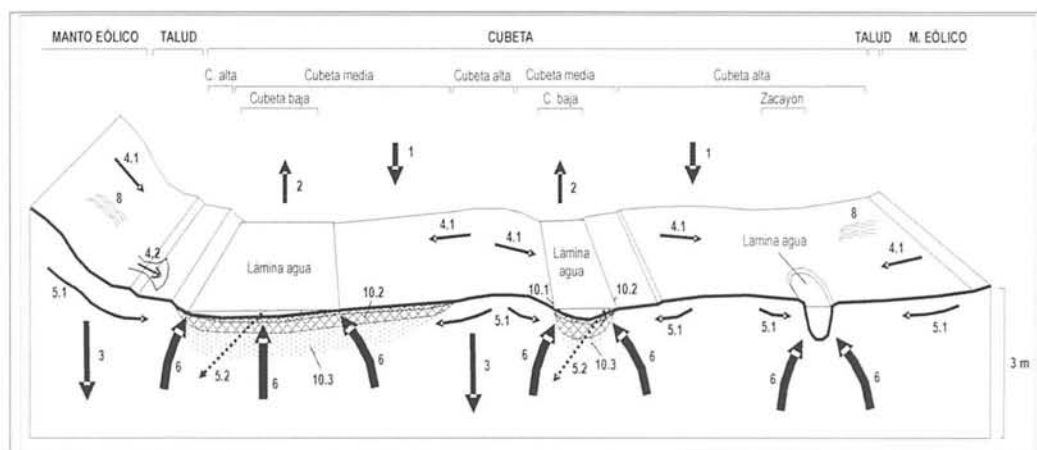


Figura 5. Escenario de funcionamiento para el máximo húmedo correspondiente al ciclo hidrológico 2002-03 con una precipitación anual en torno a la media. La leyenda numérica corresponde con la de la figura 3.

Por su parte, el ciclo hidrológico 2003-04, con un total de precipitaciones registradas cifrado en 774,9 mm (bastante por encima de la media), da lugar a la aparición de un cuadro hidrodinámico completamente diferente al que se ha constatado anteriormente (Fig. 6). Para este ciclo la laguna embalsó agua durante un periodo bastante dilatado (de noviembre a julio), ocupando la lámina superficial la práctica totalidad de la cubeta alta durante algún momento, y registrándose espesores de la columna que superaron los 0,80 m. Los datos del piezómetro profundo indicaron la existencia de niveles que habrían cortado la superficie topográfica del fondo de la cubeta baja con una altura en torno a los 0,90 m. La fase húmeda correspondiente a este ciclo se alarga prácticamente hasta los primeros días del mes de agosto, momento en que desaparece la lámina de agua superficial, aunque los niveles de aguas subsuperficiales muestran aún valores cercanos a la cota del fondo de la cubeta. Durante la fase de máxima inundación la mayor parte de los procesos que tienen lugar en el interior de la

cubeta se inhiben (arroyada difusa, arroyada inducida, repelencia arenas...), amplificándose, por el contrario, los relacionados con los flujos laterales.

Finalmente, el ciclo hidrológico correspondiente a 2004-05, con 169,8 mm corresponde al año con menores precipitaciones registradas en Doñana en los últimos 27 años. El agua acumulada en la superficie de la cubeta lagunar es prácticamente nula, salvo una pequeña y efímera provisión registrada durante el mes de octubre, resultado de la existencia de altos niveles piezométricos arrastrados aún del ciclo hidrológico anterior y de unas escasas precipitaciones otoñales (Fig. 7). A partir de este momento el agua desaparece definitivamente de la superficie lagunar y los niveles piezométricos descienden de forma acusada hasta el final del ciclo hidrológico.

4. Conclusiones

Se constata, a la vista de lo expuesto anteriormente, que el aporte de aguas procedentes del acuífero regional constituye la

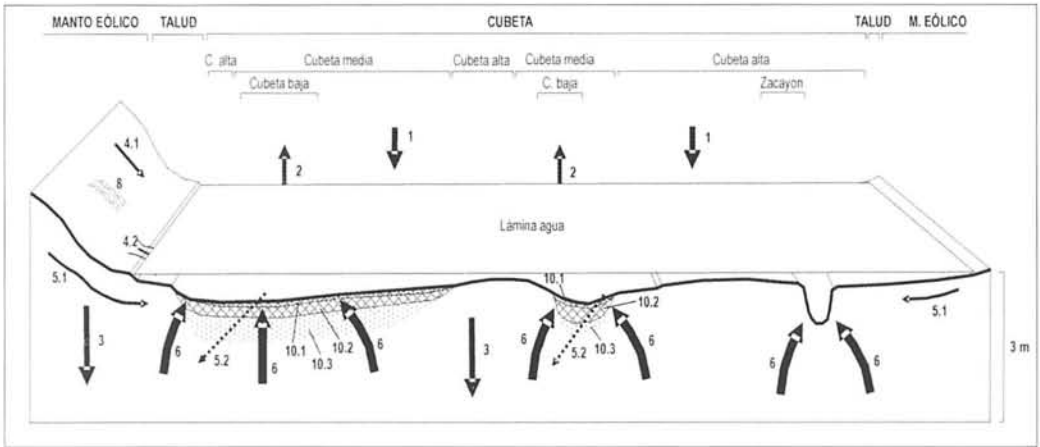


Figura 6. Escenario de funcionamiento para el máximo húmedo correspondiente al ciclo hidrológico 2003-04 con una precipitación anual por encima de la media. La leyenda numérica corresponde con la de la figura 3.

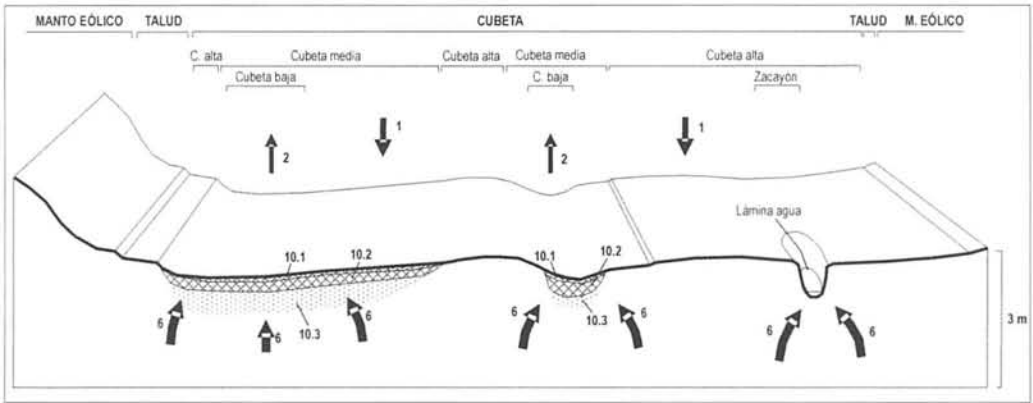


Figura 7. Escenario de funcionamiento para el máximo seco correspondiente al ciclo hidrológico 2004-05 con una precipitación anual bastante por debajo de la media. La leyenda numérica corresponde con la de la figura 3.

principal entrada de agua al humedal, pudiéndose afirmar, pues, que la laguna de Charco del Toro presenta un régimen de alimentación principalmente hipogénico, es decir, que el origen esencial del agua que embalsa el humedal es de carácter subterráneo. Para que este hecho se produzca,

son necesarias, sin embargo, unas condiciones previas. El seguimiento llevado a cabo permite afirmar que para que el sistema acuífero del sector correspondiente al entorno de la laguna de Charco del Toro entre «en carga» y comience a alimentar a la laguna, es necesario la acumulación previa

de entre 200 y 300 mm de precipitaciones, dependiendo de la situación previa de la que se venga, es decir, de si el ciclo hidrológico anterior ha sido húmedo o seco.

En cualquier caso, una vez alcanzado este umbral, la respuesta del acuífero a cada evento pluviométrico es prácticamente inmediata (de horas a pocos días) (*vid. supra* Fig. 4) transmitiéndose rápidamente sus efectos en forma de acumulación de agua en la superficie lagunar. En esa fase inicial de acumulación de precipitaciones, es posible reconocer la presencia de flujos subsuperficiales condicionados por la existencia de horizontes edáficos que, actuando como niveles prácticamente impermeables dirigen, en ciertos sectores de la laguna, de forma lateral la circulación de los flujos. Después de que esto ocurre, el agua procedente del acuífero inunda la cubeta y anula cualquier tipo de efecto relacionado con los flujos subsuperficiales, erigiéndose en el principal protagonista del funcionamiento lagunar durante un determinado periodo de tiempo.

Finalmente, la caracterización del modelo hidro-geomorfológico correspondiente al escenario húmedo de un ciclo hidrológico que se sitúe en la media en cuanto a precipitaciones, pone de manifiesto que el embalsamiento de agua en superficie no es excesivamente voluminoso ni duradero en el tiempo. Esto nos lleva a afirmar que el cuadro ecológico característico del humedal se corresponde con un modelo de funcionamiento dinámico en el que el agua subterránea se sitúa en torno a la cota topográfica correspondiente al fondo de la cubeta lagunar, oscilando arriba y abajo en función de las variaciones pluviométricas, por lo que, aún tratándose de un humedal de alimentación hipogénica queda bastante expuesto a la ocurrencia de eventos extremos (tanto de carácter seco como húmedo) y, por tanto, a la enorme variabilidad de las precipitaciones mediterráneas.

5. Agradecimientos

Proyectos de Investigación: REN 2001-1293-C02-HID (*MADRE II*); CGL2005-01336/BTE. Es una contribución al IGCP 495. Oficina de Proyectos del IGME de Sevilla.

Bibliografía

BORJA, C., BORJA, F. y LAMA, A. (2004): Revisión y análisis de la producción científica relacionada con el medio físico de los humedales andaluces. En: J.A. Márquez y M. Gordo (Eds.), *Fronteras en Movimiento*. Universidad de Huelva Publicaciones, Huelva, págs. 297-306.

BORJA, F. (1997): Dunas litorales de Huelva (SW de España). Tipología y secuencia Pleistoceno superior-Holoceno. En: J. Rodríguez Vidal. (Ed.), *Cuaternario Ibérico*. AEQUA, Huelva, págs. 84-97.

BORJA, F. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994): El acantilado de El Asperillo: Cuaternario reciente y fases históricas en el litoral de Huelva. *Geogaceta*, nº 15, págs. 101-104.

BORJA, F. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1996): Manto Eólico Litoral de El Abalarío (Huelva): Episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 BP. En A. Pérez *et al.* (Eds.), *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, Santiago de Compostela, págs. 375-390.

BORJA, F., ZAZO, C., DABRIO, C. J., DÍAZ DEL OLMO, F., GOY, J. L. y LARIO, J. (1999): Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene*, nº 9 (3), págs. 333-339.

BORJA, F., DABRIO, C., ROQUERO, E., ZAZO, C., BORJA, C., LARIO, J., DÍAZ DEL OLMO, F. y RUBIO, J. C. (2005): Holocene evolution of Huelva coast. En: F.J. Gracia (Ed.), *Field Trip Guide A-4*.

6th Intern. Conference on Geomorphology, Zaragoza, págs. 12-15.

CUSTODIO, E., DOLZ, J. y MANZANO, M. (2006): *Recursos de agua en la Comarca de Doñana*, Fundación Doñana 21. Inédito, pp. 190.

MANZANO, M., BORJA, F. y MONTES, C. (2002): Metodología de tipificación hidrológica de los humedales de Doñana con vistas a su valoración funcional y su gestión. Aplicación a los humedales de Doñana. *Boletín Geológico y Minero*, nº 113 (3), págs. 313-330.

MONTES, C., BORJA, F., BRAVO, M. A. y MOREIRA, J. M. (1998) (Coords.): *Reconocimiento Biofísico de Espacios Naturales Protegidos. Doñana: una Aproximación Ecosistémica*. Consejería de Medio Ambiente (Junta de Andalucía). Sevilla, pp. 311.

RUIZ-LABOURDETTE, D., COLETO, M.C., BORJA, C., BRAVO, M. A., BORJA,

F., MANZANO, M. y MONTES, C. (en prensa). *Complejo palustre de los arenales litorales de Doñana*. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Sevilla. Mapa.

ZAZO, C., DABRIO, C. J., BORJA, F., GOY, J. L., LEZINE, A. M., LARIO, J., POLO, M. D. y HOYOS, M. (1999): Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geologie in Minjbouw*, nº 77, págs. 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. y LUQUE, L. (2005): Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology*, nº 68, págs. 269-290.

*Evaluación de la
vulnerabilidad del litoral
noroeste de la provincia de
Cádiz frente a la erosión*

Laura Domínguez Garrido

Departamento de Geología
Facultad de Ciencias del Mar y
Ambientales
Universidad de Cádiz

Francisco Javier Gracia Prieto

Departamento de Geología
Facultad de Ciencias del Mar y
Ambientales
Universidad de Cádiz

Giorgio Anfuso Melfi

Departamento de Geología
Facultad de Ciencias del Mar y
Ambientales
Universidad de Cádiz

EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD DEL LITORAL NOROESTE DE LA PROVINCIA DE CÁDIZ FRENTE A LA EROSIÓN

Laura Domínguez Garrido
Francisco Javier Gracia Prieto
Giorgio Infuso Melfi

RESUMEN: En el presente trabajo se analiza la vulnerabilidad a la erosión de la costa noroccidental de la provincia de Cádiz, entre Sanlúcar de Barrameda y Rota. Se han utilizado dos vuelos fotogramétricos para reconstruir la evolución de la línea de costa entre 1956 y 2001. También se ha recopilado información sobre actividades humanas y usos de la costa. La vulnerabilidad costera a la erosión se ha estimado mediante la combinación semicuantitativa de las tasas de retroceso y los diferentes tipos de usos. Los resultados muestran que más de un tercio del litoral estudiado se encuentra en situación de riesgo, cuya alta vulnerabilidad en general se debe a la combinación de altas tasas de erosión (entre 1,5 y 3 m/año) con usos urbanísticos o agrícolas. También se ha calculado la localización que tendrá la línea de costa en los próximos 15 años de mantenerse la actual tendencia erosiva, resultando en un retroceso que afectaría a diversos asentamientos y complejos turísticos de la zona. Las actuales medidas de defensa costera, consistentes básicamente en revestimientos, deberían sustituirse por regeneraciones artificiales de las playas más deficitarias.

PALABRAS CLAVE: erosión costera, fotointerpretación, Golfo de Cádiz

ABSTRACT: This study examines coastal vulnerability to erosion on Cadiz' northwest coast, between the villages of Sanlúcar de Barrameda and Rota. Two photogrammetric flights were used to reconstruct coastal evolution between 1956 and 2001 and several sources were compiled to assess human activities and land uses in the coastal zone. A semi-quantitative combination of the potential coastal advance/retreat and different land use types was used to assess coastal vulnerability to erosion. The results show that more than a third of the zone under study is highly vulnerable, owing to a combination of strong retreat trends (between 1.5 and 3 m/year) and urban or agricultural uses. A forecast of the coastline's location in 15 years devised on the basis of the coast's current evolution predicts a coastal retreat that would affect different settlements and tourist resorts in the zone. Current coastal protective measures mainly consist in revetments and should be replaced by the artificial nourishment of deficient beaches.

KEY WORDS: coastal erosion, aerial photointerpretation, Gulf of Cádiz.

1. Introducción

Aunque el retroceso costero constituye un fenómeno no siempre ligado a causas antrópicas, cuando afecta o amenaza cualquier tipo de actividad o infraestructura humana entonces constituye un riesgo natural con evidentes implicaciones en la gestión de las costas (Short 1999). En el Golfo de Cádiz el retroceso costero y la erosión de playas están ligados fundamentalmente a la actuación de temporales invernales (Rodríguez et al., 2003). Para el estudio de la estabilidad de las costas resulta fundamental cuantificar los ritmos y tasas de erosión, ya que se trata de un proceso generalmente rápido que actúa a escala humana. Este tipo de datos tienen aplicaciones muy diversas, como la ubicación de instalaciones e infraestructuras en lugares seguros, la elaboración de planes de gestión, etc.

Habitualmente esta información se obtiene del análisis de fotografías aéreas e imágenes de satélite, herramientas muy útiles también para la elaboración de mapas geomorfológicos y ambientales, para la clasificación de formas y ambientes costeros, para conocer los efectos de los temporales marítimos, el grado de ocupación antrópica, etc. (Crowell *et al.*, 1991; Valpreda y Simeoni 2003). En este sentido, existen numerosos ejemplos de aproximaciones a la evaluación de la vulnerabilidad de las costas frente a la erosión a partir de parámetros físicos y ambientales (Cooper y McLaughlin, 1998; García *et al.*, 2001; McLaughlin et al., 2002). Además, la comparación de fotografías, imágenes y mapas de distintas épocas permite establecer ritmos de cambio y tasas de retroceso costero, añadiendo una componente temporal y evolutiva al análisis de la erosión (Garrote y Garzón, 2004). De igual modo, la incorporación de datos socioeconómicos y demográficos resulta indispensable para una

correcta evaluación de áreas vulnerables a la erosión (Gornitz, 1990).

Por otro lado, Hansom (2001) indica que las administraciones y los gestores costeros a menudo tienen una visión inadecuada de los problemas de erosión costera, ya que normalmente la consideran como un proceso a corto plazo. Se trata en realidad de un proceso que actúa tanto a corto como a medio y largo plazos, de modo que conviene tomar medidas que incluyan la adaptación de usos costeros a posibles cambios lentos y progresivos.

En el presente trabajo se realiza una aproximación a la vulnerabilidad frente a la erosión de un tramo costero del litoral gaditano correspondiente a su sector más septentrional, entre Sanlúcar de Barrameda y Rota. Para ello se comparan datos referentes a retroceso costero durante las últimas décadas, con los usos actuales que presenta dicho litoral. La información sobre retroceso de la línea de costa se ha obtenido a partir de la comparación de fotografías aéreas correspondientes a distintos años. Los datos sobre usos del territorio litoral se han estimado a partir de diversa información preexistente y de inspección de campo.

2. Área de estudio

El litoral estudiado presenta 23 km de longitud y está limitado al Norte por el municipio de Sanlúcar de Barrameda, localizado en la orilla meridional de la desembocadura del río Guadalquivir, y al Sur por el municipio de Rota, en el extremo septentrional de la Bahía de Cádiz. Se distinguen en él dos tramos rectilíneos con orientaciones prácticamente perpendiculares: NE-SO al Norte, entre Sanlúcar y Chipiona, y NNO-SSE en el centro y Sur, entre Chipiona y Rota (Fig. 1).

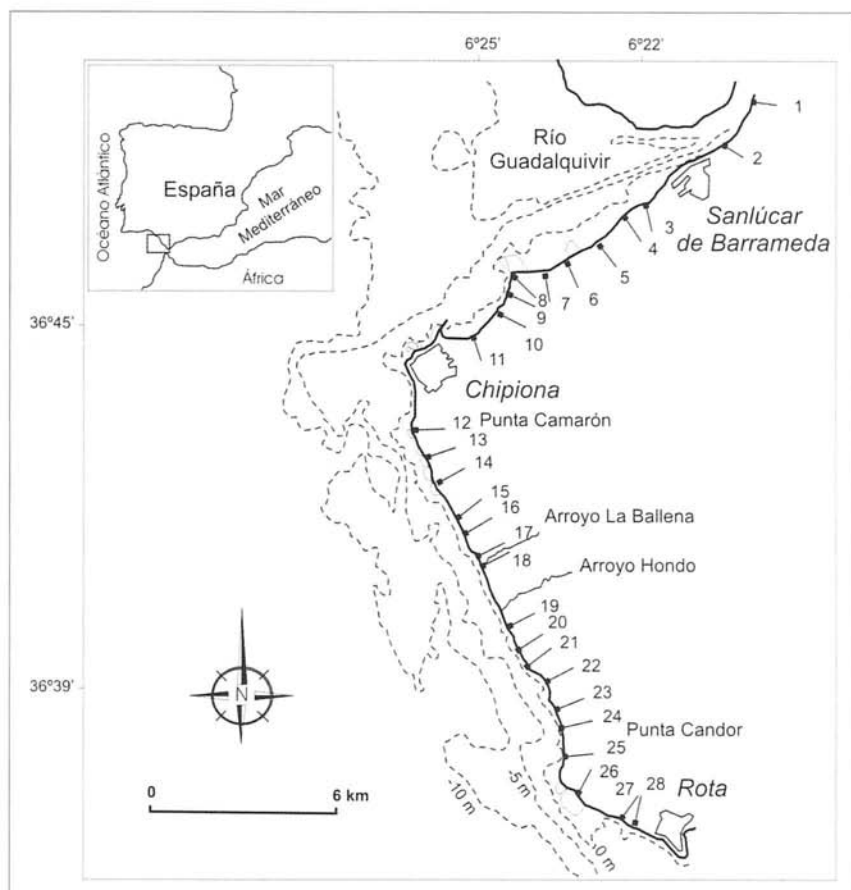


Figura 1. Situación de la zona de estudio. Se incluyen los transectos utilizados para la medición de tasas de avance/retroceso de la línea de costa

El ambiente costero predominante está representado por playas arenosas de distinta anchura y desarrollo, compuestas por arenas finas de cuarzo, que aumentan gradualmente su granulometría hacia el Sur. Las playas están limitadas hacia el interior por dunas y acantilados bajos. Las dunas, generalmente de unos 2 - 3 m de altura (aunque localmente pueden superar los 10 m), aparecen en Punta del Espíritu Santo, Punta Montijo y Punta Camarón, así como entre Punta Candor y Rota, donde están fijadas por un pinar de repoblación.

Los acantilados están labrados sobre materiales blandos (arenas, limos y arcillas, predominando estas últimas hacia el Sur) de edad Plio-Pleistocena. No afloran, en este tramo, materiales resistentes como los que caracterizan a los acantilados de la Bahía de Cádiz, constituidos por conglomerados pliocenos. En el caso de estudio se trata de ambientes muy sensibles al ataque del oleaje, y alcanzan una altura máxima de 10 m en Punta Montijo. Al Sur de Punta Camarón presentan unos 3 - 4 m, disminuyendo progresivamente su altura hacia el

Sur hasta Punta Candor, donde son cubiertos por dunas remontantes. El retroceso secular de estos acantilados ha dado origen a amplias plataformas rocosas, de hasta 500 m de anchura en Punta Montijo, Punta Camarón y Punta Candor, muy controladas por la estructura tectónica, que se desarrolla de manera discontinua en las zonas inter y submareal.

Según Muñoz y Enríquez (1998) este tramo costero conforma una unidad fisiográfica homogénea que no recibe aportes sedimentarios importantes de origen fluvial o marino. Los aportes del río Guadalquivir, muy mermados por la proliferación de embalses en su cuenca, consisten básicamente en sedimentos finos que se acumulan en la plataforma continental conformando un delta sumergido al Norte y Oeste de la zona de estudio (Lobo *et al.*, 1996). Además, las plataformas rocosas dificultan la recuperación sedimentaria de las playas tras los eventos energéticos. Por otro lado, la erosión de los acantilados aporta generalmente sedimento de grano fino, que influye muy poco en el balance sedimentario de estas playas.

El litoral objeto de estudio presenta un carácter mesomareal, con rangos medios de marea viva y muerta de 3,2 m y 1,1 m respectivamente. Los vientos dominantes soplan del ESE («levante», con una frecuencia media anual del 19,6%) y del ONO («poniente», con una frecuencia del 12,8%). La altura de ola significativa media generalmente no supera el metro de altura, aunque puede sobrepasar los 3 m durante la actuación de temporales (Reyes *et al.*, 1999). El oleaje predominante se aproxima a la costa desde el Oeste – Noroeste. La orientación costera condiciona así la existencia de una deriva litoral dominante hacia el NE entre Chipiona y Sanlúcar, y hacia el SE entre Chipiona y Rota.

Como en muchos otros sectores del litoral español, la ausencia de una auténtica

política de gestión costera en la zona de estudio ha tenido como consecuencia en las últimas décadas una ocupación urbanística caótica. Los principales núcleos urbanos de la zona (Sanlúcar, Chipiona y Rota) experimentaron un espectacular crecimiento demográfico durante la última década, que ha llevado a que en la actualidad la población concentrada en el litoral supere ampliamente los 100.000 habitantes, que se duplica durante los meses de verano.

Los principales usos costeros están relacionados con actividades turísticas. Se trata básicamente de usos urbanísticos, tanto dispersos (segundas viviendas) como concentrados en urbanizaciones turísticas concretas (como Costa Ballena, entre Chipiona y Rota). Otros usos también habituales consisten en la explotación agrícola de los suelos (generalmente hasta el mismo borde de los acantilados). Finalmente, de manera mucho más puntual existen también usos pesqueros, industriales, militares y recreativos. La mayor parte de estas actividades e instalaciones se encuentran en la actualidad sometidas a riesgo de erosión, que en algunos casos se manifiesta en forma de pérdidas y daños de diversa cuantía (Fig. 2 y 3). En muchas ocasiones se trata de asentamientos ubicados en las zonas de «servidumbre» e «influencia» definidas por la vigente Ley de Costas.

3. Metodología

Como se ha indicado anteriormente, el presente trabajo se basa en la interpretación de diferentes fotografías aéreas. Aunque se analizaron fotografías correspondientes a vuelos de los años 1956, 1977, 1984, 1989, 1992, 1994 y 2001 (Domínguez *et al.*, 2004), para el presente estudio se optó por considerar únicamente los fotogramas de 1956 y 2001, a escalas 1:33.000 y 1:5.000, respectivamente. Las fotografías se utilizaron para

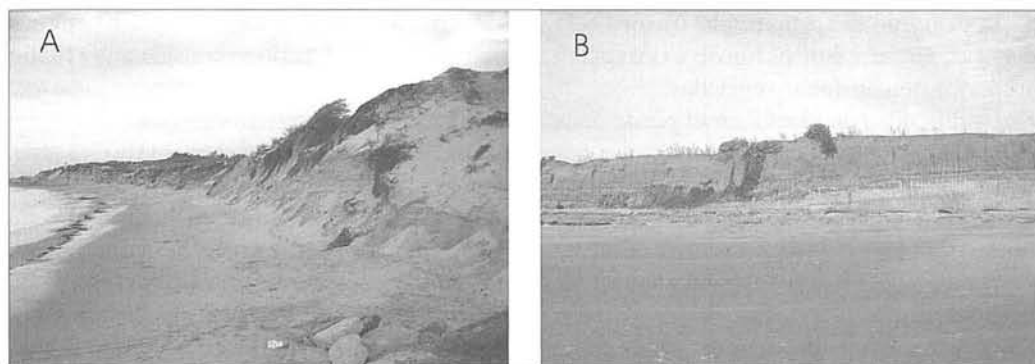


Figura 2. (a) Escarpe en cordón dunar próximo a Punta Candor; (b) erosión de acantilado en la playa de La Ballena.



Figura 3. Colapso de un aparcamiento costero debido a procesos de erosión cerca de Punta Candor.

identificar y cartografiar formas costeras (playas, dunas móviles, dunas vegetadas, bordes de acantilados, etc.), que fueron luego revisadas mediante inspección de campo.

La reconstrucción de la evolución reciente de la línea de costa se realizó mediante la medición de 28 transectos perpendiculares a la línea de costa y espaciados más o menos homogéneamente (Fig. 1). Los transectos se trazaron como líneas rectas que

unen varios puntos de referencia fijos e identificables en todas las fotos, como cruces de carreteras y caminos, esquinas de edificaciones, etc. Se midió así sobre cada foto la distancia entre los puntos de referencia y la línea de costa. De cara a evitar errores ligados a la actuación de mareas astronómicas y meteorológicas (Dolan *et al.*, 1980; Moore, 2000; Pajak y Leatherman, 2002), se tomó como línea de

costa el borde del acantilado trasero a la playa o, en su caso, el borde externo del primer cordón de dunas vegetadas.

La dificultad de identificar el pie de duna en imágenes sin visión estereoscópica nos llevó a recurrir a la medición de transectos sobre pares estereoscópicos. Ello obligó a cuantificar las distintas fuentes de error asociadas a los fotogramas utilizados en las medidas. En primer lugar, se compararon distancias entre puntos de referencia observados en las fotografías con los correspondientes valores medidos en el mapa topográfico de Andalucía a escala 1:10.000 (Instituto Cartográfico de Andalucía, 2000). De este modo se calcularon la precisión y escala reales de cada fotograma, así como el error de medida expresado en porcentaje ($e\%$). Los errores calculados se aplicaron posteriormente a cada una de las medidas realizadas sobre los 28 transectos (Domínguez *et al.*, 2004).

De cara a expresar las tasas de retroceso o avance de la línea de costa en m/año, es muy importante calcular los errores derivados de la comparación entre los dos vuelos considerados. De este modo se estimaron los errores máximos (por exceso, $+iM$) y mínimo (por defecto, $-im$) derivados de la comparación de fotogramas tomados en dos años distintos:

$$A = DM + (+iM);$$

$$B = Dm - (-im);$$

$$E = [(A - B)/45] - T$$

donde DM es la distancia mayor y Dm es la distancia menor, 45 es la amplitud temporal en años, T es la tasa medida de retroceso/avance (en m/año) y E es el error final expresado en metros de avance/retroceso por año para la tasa considerada.

La comparación de los resultados obtenidos requiere unificar los datos utilizando variables y unidades de medida objetivas y suficientemente representativas. Para ello se eligieron dos parámetros (Fig. 4): por un lado, el error calculado en la

determinación de las tasas de avance/retroceso para el periodo considerado (1956-2001), y por otro la desviación estándar de las tasas de avance/retroceso calculadas en cada transecto para los siete vuelos fotogramétricos analizados. No obstante, la determinación visual de la línea de costa puede incluir cierto grado de subjetividad según el tipo de ambiente costero y su dinámica: un pie de duna puede registrar tanto retroceso como avance, pero el seguimiento de un borde de acantilado sólo registra retroceso. Para solventar este problema se usaron los errores obtenidos para definir zonas estables (cuando la tasa medida era inferior al rango de error, línea discontinua en la figura 4) y se utilizó la desviación estándar para definir las tendencias claras de avance/retroceso en cada transecto (línea continua en la figura 4). A la luz de estos resultados, se obtuvieron cinco tipos de tendencia de cambio costero: retroceso fuerte y moderado, estabilidad, y avance moderado y fuerte.

Por último, la caracterización de usos del territorio costero se realizó mediante recopilación y comparación de diversas fuentes de información: fotos aéreas oblicuas (2001) y verticales (2002) a escala 1:5.000 tomadas por la Demarcación de Costas de Andalucía – Atlántico (Ministerio de Medio Ambiente) y mapas de usos del suelo de la Junta de Andalucía (2000) y de la Diputación Provincial de Cádiz (2003). Esta información fue complementada con una observación sistemática de campo de las actividades humanas y grado de ocupación de la costa. Posteriormente se procedió a agrupar todas estas actividades en cuatro grupos básicos: uso urbanístico denso, ídem disperso, uso agrícola y uso recreativo. Finalmente, los datos obtenidos se relacionaron con las tendencias de evolución costera derivadas del estudio fotogramétrico y se elaboró un mapa final de vulnerabilidad de esta costa frente a la erosión.

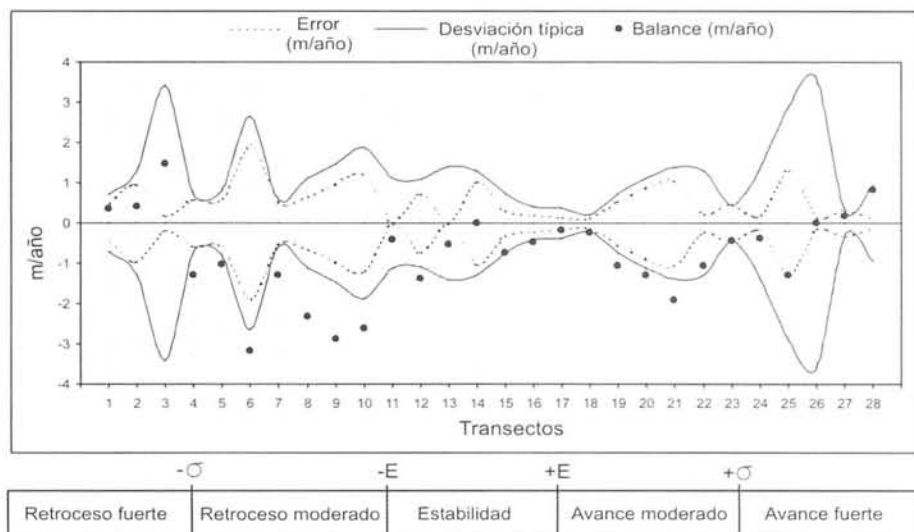


Figura 4. Tasas de avance/retroceso obtenidos en los 28 transectos para el periodo 1956-2001. Con líneas discontinuas se han representado los errores (E) asociados a las mediciones fotogramétricas. La línea continua representa la desviación estándar (σ) de las tasas obtenidas.

4. Resultados

Ninguno de los transectos estudiados registró avance fuerte; tan sólo se registró avance moderado en los perfiles 3 y 28; los demás perfiles mostraron estabilidad o erosión, y en 11 de ellos se registró fuerte retroceso (Fig. 4). La mayor erosión tuvo lugar en el sector septentrional, entre Sanlúcar y Chipiona, y también puntualmente en Peginas. Las elevadas tasas de erosión en el tramo Sanlúcar-Chipiona están asociadas al carácter fácilmente erosionable de los materiales aflorantes en los acantilados (arenas y limos, fundamentalmente), así como a la orientación de la línea de costa, que en este caso se encuentra muy expuesta a los temporales marítimos del Noroeste.

Solamente se registró estabilidad en torno a la Punta del Espíritu Santo y en la playa de Tres Piedras (Fig. 5). En Punta del Espíritu Santo de hecho se midió un cierto

avance costero, probablemente debido al aporte sedimentario suministrado por el río Guadalquivir y sobre todo a la acción puntual de vientos del NE, que redistribuyen arena previamente acumulada por las corrientes de deriva litoral. En Tres Piedras el proceso de avance y acreción se debe a su situación protegida frente al oleaje y al predominio local de corrientes litorales dirigidas hacia el Noroeste, que interaccionan con la plataforma rocosa provocando acumulación sedimentaria en condiciones de bajamar (Anfuso y Gracia, 2005).

En la zona de estudio se han llevado a cabo algunas obras puntuales de protección frente a la erosión con el objeto de resolver problemas urgentes concretos. Se trata de medidas remediadoras, no tienen carácter preventivo ni obedecen a ningún plan de gestión de la erosión costera. Las más importantes consisten en revestimientos con bloques de escollera al pie de algunos acantilados, con el fin de proteger viviendas de

temporada o infraestructuras turísticas amenazadas de colapso inminente (Figs. 2 y 3). Por otro lado, en los municipios de Chipiona y en Rota se construyeron dos pequeños espigones, así como un rompeolas sumergido en Chipiona para bloquear el transporte sedimentario longitudinal y provocar la acumulación de arena en playas urbanas regeneradas artificialmente (Anfuso *et al.*, 2001).

Las actividades humanas presentes a lo largo del litoral se representaron cartográficamente atendiendo a cuatro principales tipos de usos: i) «urbanístico denso», referido a los principales núcleos urbanos; ii) «urbanístico disperso», que incluye zonas con baja ocupación, básicamente segundas viviendas y granjas; iii) «agrícola» y iv) «naturalístico/recreativo», que incluye los pinares sobre dunas de Punta Candor y el campo de golf próximo a la playa de La Ballena (Fig. 5).

5. Discusión

La idea de vulnerabilidad costera frente a la erosión deriva del concepto de riesgo, considerado éste no sólo porque la erosión costera amenaza estructuras antrópicas, sino también porque la erosión de las playas reduce su capacidad de carga turística o recreativa. La anchura de las playas es prácticamente constante a lo largo de la zona de estudio y todas ellas ejercen el mismo papel protector de la costa ante la llegada de temporales. Por ello, la caracterización de los tipos o clases de vulnerabilidad se ha realizado en base a las tasas de retroceso/avance potencial de dunas y acantilados para el periodo 1956-2001, combinadas con los tipos de usos de la costa. De este modo se han obtenido cinco tipos principales de vulnerabilidad: muy alta, alta, media, baja y muy baja-nula (Fig. 5 y Tabla I).

Tabla I. Distribución de tipos de vulnerabilidad en el litoral estudiado.

	Vulnerabilidad					Total
Tipos	Muy alta	Alta	Media	Baja	Muy baja-nula	
Longitud (km)	0,5	2,7	5,0	9,3	5,1	22,6
Porcentaje	2,21%	11,94%	22,12%	41,15%	22,56%	100%

Los resultados muestran que más de un tercio del litoral estudiado se encuentra en situación de riesgo. Valores de vulnerabilidad muy alta sólo se registran en Sanlúcar de Barrameda, debido al efecto combinado de un fuerte ocupación costera y una alta tasa de retroceso (1,5 m/año). En general, los tramos que muestran vulnerabilidad alta y media resultan de la combinación de tasas de

erosión moderadas/fuertes con usos urbanísticos o agrícolas (Fig. 5). Los dos tercios restantes presentan vulnerabilidad baja o muy baja, resultado de una alta ocupación en tramos estables (como el litoral de Chipiona, protegido por obras de defensa), o una ocupación baja/nula en zonas estables o en leve retroceso.

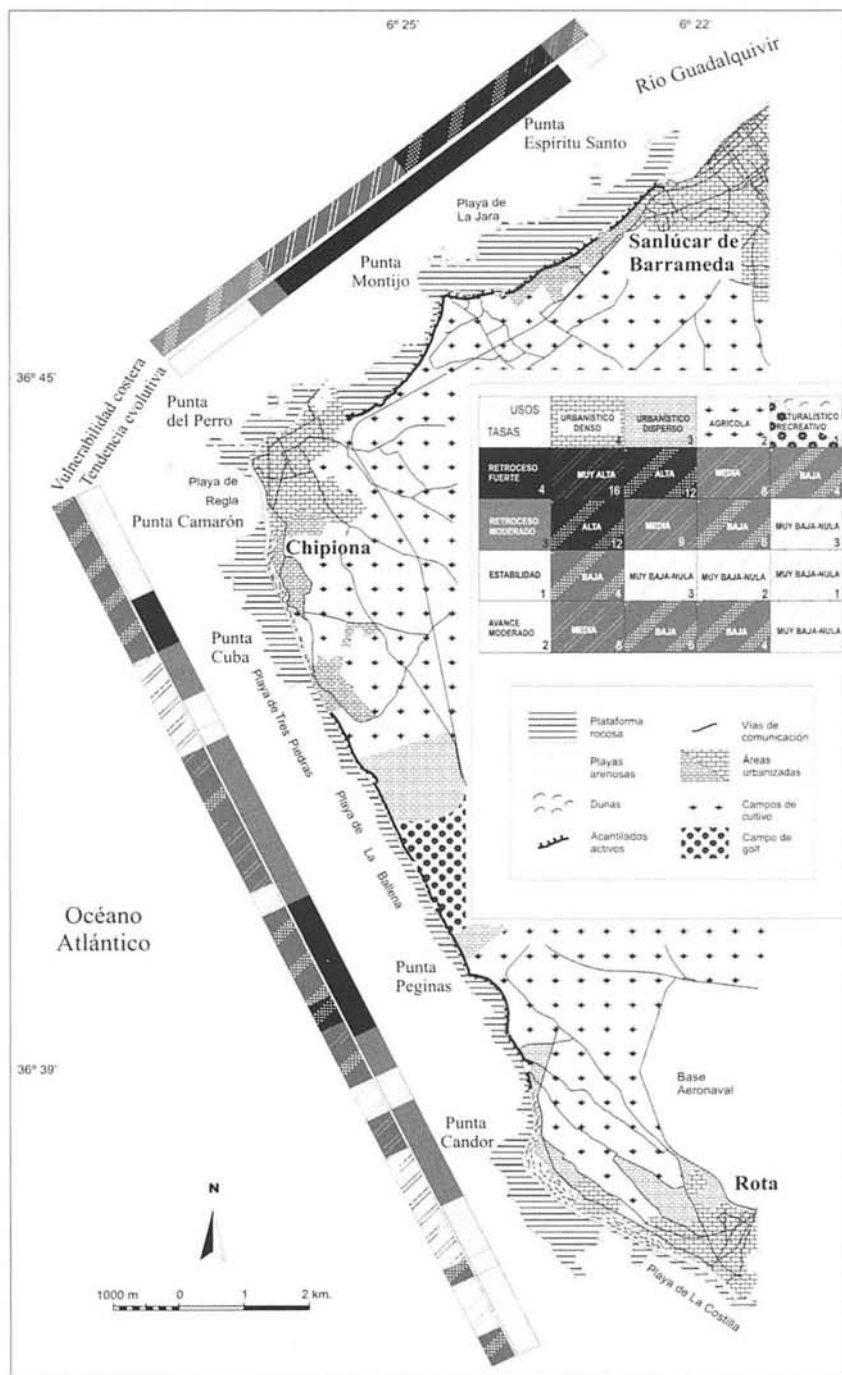


Figura 5. Principales unidades geomorfológicas, tasas de avance/retroceso, tipos de usos y grados de vulnerabilidad costera del litoral estudiado.

Por otro lado, los resultados obtenidos permiten identificar «zonas de colapso inminente» (ZCI). Según Crowell et al. (1999), la ZCI se define como la zona litoral a partir de la línea de costa (en este caso a partir del borde de acantilado o de la base del primer cordón dunar), con una anchura equivalente a cinco veces la tasa media anual de retroceso costero. Las mayores tasas de retroceso obtenidas en la zona son de 3 m/año para el sector norte y de 1,5 m/año para el sector Chipiona – Rota. En el primero de ellos la ZCI se localizaría a 15 m de la línea de costa, mientras que en el segundo se ubicaría a 8,5 m. Muchas construcciones e infraestructuras se sitúan actualmente dentro de la ZCI, especialmente entre Punta del Espíritu Santo y Punta Montijo, así como en las playas de Tres Piedras.

Los resultados también sirven para calcular la «costa de 15 años», es decir, la posición que previsiblemente tendrá la línea

de costa dentro de 15 años si se mantiene la actual tasa de retroceso. Se ha elegido un periodo de 15 años por constituir un tercio del periodo analizado en el cálculo del retroceso costero, procedimiento habitual en este tipo de estudios (Smith y Zarillo, 1990; Crowell *et al.*, 1991). Para el sector norte la costa de 15 años se ubicaría a 45 m de la orilla, mientras que para el sector centro-meridional se localizaría a 22,5 m de la actual línea de costa. Esta última incluye parte del complejo turístico de Costa Ballena (Fig. 6).

Los resultados obtenidos muestran que la costa entre Sanlúcar de Barrameda y Rota constituye un litoral muy vulnerable al retroceso costero. Esta alta vulnerabilidad se debe no sólo a las generalmente altas tasas de retroceso erosivo de la línea de costa, relacionadas con la orientación de dicho tramo y su exposición a los temporales energéticos atlánticos, así como con la disminución de aportes sedimentarios del río

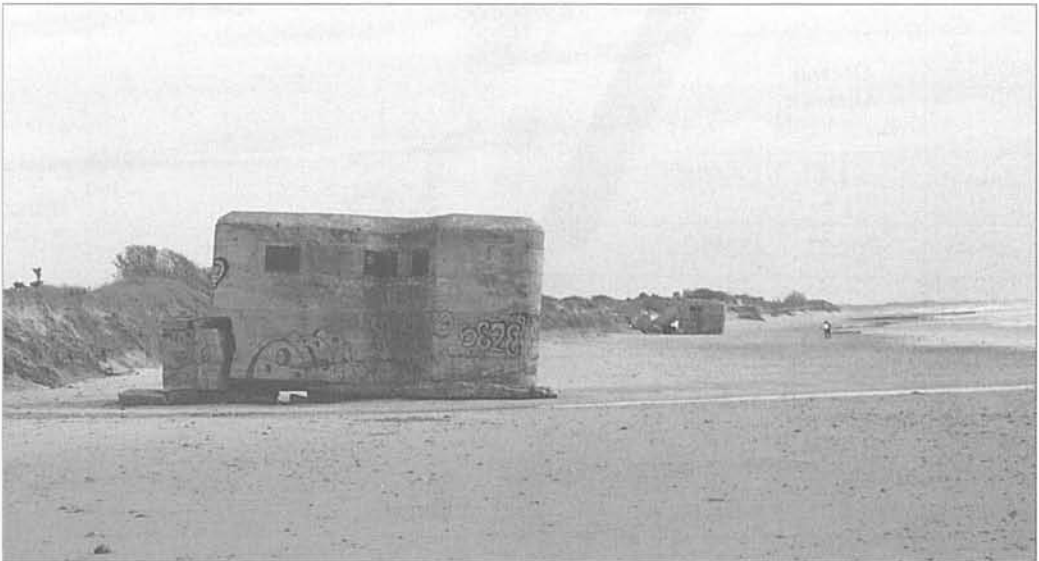


Figura 6. Búnker caído en la zona intermareal de la playa de La Ballena. Originalmente esta estructura fue construida en los años 30 encima del acantilado en retroceso.

Guadalquivir en las últimas décadas, sino especialmente a la ocupación urbanística de distintos puntos que hace aumentar considerablemente las pérdidas económicas potenciales ligadas a la erosión. La delimitación de «zonas de colapso inminente» y de la «línea de costa de 15 años», reflejan la ubicación de urbanizaciones turísticas y otros asentamientos en claras zonas de riesgo.

Esta situación erosiva se manifiesta en la actualidad, de tal modo que ha sido necesaria la actuación de la Demarcación de Costas de Andalucía – Atlántico para llevar a cabo obras de protección y defensa de distintos tramos de costa, como revestimientos o labores muy puntuales de regeneración artificial. Sin embargo, la mayoría de los revestimientos de escollera existentes en la zona no han resultado muy eficaces y han desencadenado erosión en sus inmediaciones, a ambos lados de las estructuras (Fig. 7). Probablemente, las mejores soluciones

para estos problemas puntuales de erosión serían el abandono o la reubicación de estructuras y asentamientos amenazados por la erosión costera, en su mayor parte segundas viviendas, y la protección de áreas densamente urbanizadas mediante estructuras de defensa. Sin duda, la mejor medida de defensa costera consiste en mantener playas con suficiente volumen de sedimento, por lo que sería preferible recurrir a obras de regeneración de playas, acompañadas o no de pequeñas estructuras de retención de arena como diques terminales. La existencia de playas de gran anchura y volumen constituirían importantes fuentes de ingresos económicos mediante su uso recreativo y balneario, especialmente en el municipio de Sanlúcar de Barrameda y en la urbanización de La Ballena. Esta última se ha construido sobre un tramo de costa acantilada en rápido retroceso, donde la única protección del acantilado consiste en una playa estrecha y deficitaria no muy atractiva para los bañistas.



Figura 7. Revestimiento de escollera instalado para proteger una vivienda de verano en la playa de Peginas. Obsérvese a la izquierda la erosión del microacantilado cercano.

En cuanto a las posibles fuentes de arena necesaria para las obras de regeneración de playas, puede recurrirse al dragado de zonas sublitorales o de las entradas de puertos cercanos que necesitan de un mantenimiento periódico (Rota, Chipiona, Cádiz, etc.). Ciertos volúmenes de sedimento podrían también obtenerse de algunas playas excedentarias, donde el viento exporta arena fuera del sistema litoral, restándola del balance sedimentario litoral (como sucede en las proximidades de la Punta del Espíritu Santo o en Tres Piedras).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto BTE 2003-05706 (Ministerio de Ciencia y Tecnología - F.E.D.E.R.) y al Grupo de Investigación RNM 328 (P.A.I.).

Bibliografía

ANFUSO, G., BENAVENTE, J. y GRACIA, F. J. (2001): «Morphodynamic response of nourished beaches in SW Spain». *Journal of Coastal Conservation*. nº 7, págs. 71-80.

ANFUSO, G. y GRACIA, F. J. (2005): «Morphodynamic characteristics and short-term evolution of a coastal sector in SW Spain: implications for coastal erosion management». *Journal of Coastal Research*. nº 21 (en prensa).

COOPER, J. y McLAUGHLIN, S. (1998): «Contemporary multidisciplinary approaches to coastal classification and environmental risk analysis». *Journal of Coastal Research*. nº 14 (2), págs. 512-524.

CROWELL, M., LEATHERMAN, S.P. y BUCKLEY, M. (1991): «Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy». *Journal of Coastal Research*. nº 7 (3), págs. 839-852.

CROWELL, M., LEIKIN, H. y BUCKLEY, M. (1999): «Evaluation of coastal erosion hazards study: an overview». *Journal of Coastal Research*. nº espec. 28, págs. 2-9.

DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE CÁDIZ (2003): *Agenda 21 de la Costa Noroeste de la Provincia de Cádiz*. Servicio de Publicaciones Diputación de Cádiz.

DOLAN, R., HAYDEN, B., MAY, P. y SUZETTE, R. (1980): «The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs». *Shore and Beach*. nº 48, págs. 22-29.

DOMÍNGUEZ, L., GRACIA, F. J. y ANFUSO, G. (2004): «Tasas de avance/retroceso de la línea de costa mediante morfometría fotogramétrica en el sector Sanlúcar de Barrameda-Rota (Provincia de Cádiz)». *Revista Sociedad Geológica de España*. nº 17 (1-2), págs. 71-86.

GARCÍA, M., GALLEGO, J., WILLIAMS, A. T. y GARCÍA, F. (2001): «A coastal dune vulnerability classification. A case study of the SW Iberian Peninsula». *Journal of Coastal Research*. nº 17 (4), págs. 802-811.

GARROTE, J. y GARZÓN, G. (2004): «Análisis del retroceso del frente de costa usando fotografías aéreas, Oyambre (Cantabria)». En: *Procesos geomorfológicos y evolución costera* (R. Blanco, J. López y A. Pérez Alberti, eds.). Univ. Santiago de Compostela, págs. 51-65.

GORNITZ V. (1990): «Vulnerability of the East Coast, USA to future sea level rise». *Journal of Coastal Research*. nº espec. 9 (1), págs. 201-237.

HANSOM, J. (2001): «Coastal sensitivity to environmental change: a view from the beach». *Catena*. nº 42 (2-4), págs. 291-305.

INSTITUTO CARTOGRÁFICO DE ANDALUCÍA (2000): *Mapa de Andalucía, escala 1:10.000*. Junta de Andalucía.

LOBO, F. J., HERNÁNDEZ MOLINA, F. J., MALDONADO, A. y RODERO, J. (1996): Los campos de ondas de arena en la plataforma continental del Golfo de Cádiz entre Chipiona y Zahara de los Atunes. *Geogaceta*, 20 (2), p. 420-423.

McLAUGHLIN, S., McKENNA, J. y COOPER, J. A. (2002): «Socio-economic data in coastal vulnerability indices: constraints and opportunities». *Journal of Coastal Research*. nº espec. 36, págs. 487-497.

MOORE, L. (2000): «Shoreline mapping techniques». *Journal of Coastal Research*. nº 16 (1), págs. 111-124.

MUÑOZ, J. J. y ENRÍQUEZ, J. (1998): «Dinámica litoral de una unidad fisiográfica completa: Sanlúcar-Rota». *Revista de Obras Públicas*. nº 3375, págs. 35-44.

PAJAK, M. J. y LEATHERMAN, S. (2002): «The high water line as shoreline indicator». *Journal of Coastal Research*. nº 18 (2), págs. 329-337.

REYES, J. L., MARTINS, J. T., BENAVENTE, J., FERREIRA, O.,

GRACIA, F. J., DIAS, J. A. y LÓPEZ-AGUAYO, F. (1999): «Gulf of Cadiz beaches: a comparative response to storm events». *Boletín Español de Oceanografía*. nº 15 (4), págs. 221-228.

RODRÍGUEZ, A., RUIZ, F., CÁCERES, L., RODRÍGUEZ, J., PINO, R. y MUÑOZ, J. (2003): «Analysis of the recent storm record in the southwestern Spanish coast: implications for littoral management». *The Science of the Total Environment*. nº 303, págs. 189-201.

SHORT, A. D. (1999): *Beach and Shoreface morphodynamics*. J. Wiley & Sons.

SMITH, G. y ZARILLO, G. (1990): «Calculating Long-Term Shoreline Recession rates Using Aerial Photographic and Beach Profiling Techniques». *Journal of Coastal Research*. nº 6 (1), págs. 111-120.

VALPREDI, E. y SIMEONI, U. (2003): «Assessment of coastal erosion susceptibility at the national scale: the Italian case». *Journal of Coastal Conservation*. nº 9 (1), págs. 43-48.

*Aproximación a la erosión
costera en la Isla de
Olerón (Charente
Maritime, Francia)*

Carlos Arteaga Cardineau

Laboratorio de Geografía Física
Departamento de Geografía
Universidad Autónoma de Madrid
carteaga2000@yahoo.com

APROXIMACIÓN A LA EROSIÓN COSTERA EN LAS ISLA DE OLERON (CHARENTE MARITIME, FRANCIA)

Carlos Arteaga Cardineau

RESUMEN: La Isla de Olerón se encuentra en el Océano Atlántico al SW de Francia y presenta en su sector más meridional una de las tasas de retroceso costero más espectaculares de todo el continente europeo. En algunas playas al suroeste, la erosión retranquea la orilla unos 23 m/ año. El Gobierno francés, a través de la ONF (Office National de Forêts), ha intentado subsanar esta degradación desde hace años sin mucho éxito. Por ello, el objeto de este trabajo es el realizar una aproximación a las posibles causas de tan espectacular erosión usando de forma contrastada cartografía y GPS. El resultado de este análisis parece apuntar como principales causas a factores naturales (oleaje, tormentas, etc) y de origen antrópico como es la proliferación de diques en el sector más septentrional de la isla.

PALABRAS CLAVE: Isla de Oléron, erosión costera, cambios en la línea de costa.

ABSTRACT: This paper analyses the high erosion rate of Oleron Island in southwest France since 1959. Maximum erosion rates were found to be about 23 m/years at Gauseau Spit (Southwest Oleron Island). This paper offers an approach to the possible causes of such spectacular erosion using cartography from different years and a GPS. The Atlantic coast's dune and beach systems suffered intense erosion during the 20th century, as well as notable changes caused by human activity (urban development, different infrastructures, etc) and natural processes (waves, storms, etc), especially during the past decades.

KEY WORDS: Oleron Island, coastal erosion, shoreline changes.

1. Introducción y objetivos

1.1. Erosión costera

La erosión costera es un proceso natural que se registra en las costas de todo el mundo. Casi el 70% del litoral del planeta se encuentra en retroceso (Charles, 2004). Su principal agente es el oleaje que durante el desarrollo de los fenómenos tormentosos suele alcanzar su máxima capacidad erosiva trasladando el material de las orillas (cantos y arenas) hasta barras submarinas o a ex-

pensas de las corrientes que las puedan trasladar a otros lugares.

Son innumerables los trabajos publicados en las tres últimas décadas y la proliferación de trabajos técnicos encargados por múltiples administraciones destinados al análisis y estudio de los balances de erosión/acumulación que experimentan los litorales de diversos ámbitos oceánicos del planeta. Más concretamente, de igual modo, cada día disponemos de mayor cantidad de datos acerca de la evolución reciente de los

litorales que bordean el continente europeo. La erosión de estos dominios constituye un notable problema geomorfológico y ambiental que reviste, en algunos países, una enorme gravedad socioeconómica. Atenuar sus efectos exige un profundo conocimiento de los factores –regionales y locales– que intervienen y que, además, actúan de forma muy fluctuante desde el punto de vista temporal.

Muchos de estos trabajos quieren responder de alguna manera a la cada vez más preocupante cuestión relativa al cambio climático y su posible relación con los procesos de erosión costera a partir de la supuesta elevación del nivel del mar, si bien, no es la principal causa de la misma. En el siglo pasado, Bruun (1962) formuló una regla que implicaba que por cada milímetro de ascenso de nivel del mar le podía suceder un consecuente retranqueo de las playas entorno a 1 m dependiendo de la pendiente media de la zona activa de la playa. Esto supondría que si dicho ascenso fuera de unos 0,4 m (según las previsiones del IPCC -Intergovernmental Panel on Climatic Change), en el próximo siglo las costas tendrían un retranqueo de unos 44 m poniendo en peligro las poblaciones que se encuentren por debajo de estos valores. Él mismo, con posterioridad, rectificó y limitó la fórmula a cierto tipo de playas (Bruun, 1983). Además, su formulación se encuentra muy cuestionada en la actualidad por la aplicación indiscriminada que ha tenido en muchos estudios de previsión de erosión costera en todo el mundo (Pilkey *et al.*, 2004; Charles, 2004). En el caso del litoral Atlántico francés, algunos autores, parecen confirmar que, efectivamente, una parte de la erosión en este sector se debe a este ascenso del nivel del mar propiciado por el Cambio Climático (Pirazzoli, 2000; Tabeaud, 1996). Más concretamente, la tasa media se encuentra entorno a 1 mm/año de subida según el mareógrafo de Brest (PSMSL., 2005).

No obstante, la degradación costera y de forma singular la de los sistemas dunares responde sobre todo a la acción combinada de los factores naturales con los de carácter antrópico (Paskoff, 1998; Ballesta, *et al.*, 1998; Gómez-Pina, *et al.*, 2002). Respecto a las causas naturales, en la mayoría de los casos, la erosión del litoral tiene como «motor principal» la manifestación más o menos frecuente de episodios muy concretos ocasionados por tormentas, ciclones, tifones, huracanes, y otros eventos climáticos de gran magnitud (Lozano *et al.*, 2004; Regnaud *et al.*, 2004). Todo parece apuntar, que en la costa atlántica, los procesos tormentosos han potenciado su violencia en los últimos años (aunque no siempre van acompañados de un incremento en la frecuencia), incidiendo directamente sobre la altura del oleaje, lo que implica a su vez un aumento en los procesos erosivos (Günther *et al.*, 1998; Lozano *et al.*, 2004; Arteaga y González, 2005).

En relación a los efectos derivados de las actividades antrópicas, las infraestructuras portuarias, construcción de diques, actuaciones sobre ríos (construcción de embalses y canalizaciones) son responsables directos de la retención y disminución del aporte sedimentario a las playas que, propicia un balance negativo ante fenómenos marinos de magnitud menor. Por ello, cada vez es más difícil discernir y cuantificar, desde el punto de vista geomorfológico, qué erosión tiene su origen en causas naturales y cuál es ocasionada por la alteración antrópica (Charles, 2004).

Para terminar esta introducción sobre la erosión hay que destacar el gran interés que tiene para muchos gobiernos el conocimiento del estado de sus costas para así mejorar la gestión de las mismas. Algunos informes técnicos realizados en Europa y Estados Unidos buscan medidas que ralenticen o recuperen las zonas en retroceso ya, que a la larga suponen un elevado coste en infraestructuras (Eurosión, 2004, The Heinz

Center, 2000). Por ejemplo, en la costa atlántica de los Estados Unidos la tasa media de erosión se encuentra entorno a los 0,3-0,6 m/año, mientras que en la europea los retrocesos varían entre 0,5 y 15 m/año. Evidentemente, las costas rocosas oponen mayor resistencia a estos procesos y su erosión es muy poco significativa, mientras, el litoral arenoso y poco consolidado generalmente muestra una mayor facilidad para su retraqueo.

Por su parte, en la costa española, el estudio de la erosión del litoral se ha iniciado recientemente. Si bien, es un fenómeno que no es constante en el tiempo y, es dependiente de multitud de factores que varían constantemente (el clima, el mayor o menor grado de consolidación de los materiales que son atacados por las olas, etc). Sirva de ejemplo algunas tasas de la costa atlántica: en la costa gaditana, las medias de retroceso oscilan de 6 a 84 m/año (Gracia *et al.*, 2005); las playas próximas a Lugo tienen retraqueos de 1,5 a 2 m/año (Alonso *et al.*, 2000; Lorenzo *et al.*, 2003; Alcántara-Carriero *et al.*, 2000; Flor, 1992; Vilas *et al.*, 1993; Díez, 1980 y 1990) y, en Cantabria, en la flecha de Liencres se ha llegado a detectar retrocesos de hasta 23 m/año (Arteaga y González, 2005). Por su parte, el litoral mediterráneo también presenta otros ejemplos de retroceso de cierta importancia: en Castellón la línea costera pierde entre 1 y 1,6 m/año (Eurosión, 2004) o, el propio Delta del Ebro, donde las variaciones se encuentran entre los 2,75 y los 40 m/año (Eurosión, 2004 y Crous y Pinto, 2005). El litoral portugués, predominantemente arenoso, también está experimentando procesos erosivos que en algunos casos son espectaculares, como el existente en las playas de Vagueira-Mira y el Espinho en Aveiro, con retraqueos superiores a los 5 m/año (Dias *et al.*, 2000).

Respecto a la erosión en medios rocosos, posiblemente uno de los ámbitos mejor

estudiados se corresponda con el del litoral mallorquín. En efecto, la investigación sobre la bioerosión y otros mecanismos de abrasión de los escarpes litorales desvelan retrocesos mínimos que apenas superan unos pocos centímetros al año y, que en el peor de los casos, presentan deslizamientos o caídas de grandes bloques en escalas temporales muy prolongadas en el tiempo (Balaguer *et al.*, 2002; Balaguer y Fornós, 2005 y Fornós *et al.*, 2005).

1.2. Objetivos

Abordando pues el tema que nos ocupa, en este trabajo se pretende realizar una aproximación cuantificada de la erosión costera de Oléron, utilizando como herramienta principal de análisis el documento cartográfico contrastado con el empleo de un GPS diferencial. Se asume con ello, los límites y posibles errores que de este balance resulte ya que no se ha podido contar con fotografía aérea (mucho más apropiada para este tipo de estudios) por cuestiones de presupuesto. Aún así, la intencionalidad de este trabajo es esencialmente informativa y se espera que en un futuro con más medios se pueda realizar un trabajo más riguroso. Sin embargo, a pesar de estas carencias, los espectaculares procesos erosivos detectados en la Isla de Oléron invitaban a la consecución de este primer análisis.

La investigación, por lo tanto, se centra en primer plano en los ambientes arenosos correspondientes a las playas meridionales de la isla, altamente erosionadas y, en un segundo plano, en las tendencias erosivas de la pequeña franja acantilada existente en el extremo septentrional insular. Los objetivos que se plantean son los siguientes:

a) Establecer, a una escala 1:50.000 y con el apoyo de las distintas cartografías, cuáles son las zonas de erosión/acumulación del perímetro costero de la isla de Oléron para el período 1959-1999. Los valores que se aportan son en metros cuadrados y en

hectáreas. Sin embargo, las tasas medias «máximas» de erosión, se han trasladado a metros lineales.

b) Hacer una estimación aproximada de la erosión existente en los acantilados del norte de la Isla, segmento en el que se puede apreciar con nitidez un retroceso costero de cierta importancia a partir de la situación de los *bunkers* de la Segunda Guerra Mundial, actualmente sólo visibles en bajamar.

c) Determinar la evolución de la orilla en el sector suroeste («Puntal de Gatseau-Saummonards») entre los años 1959 y 2005, sector predominantemente arenoso y que ha sufrido importantes cambios en los últimos 200 años.

2. Localización y características de la zona de estudio

La isla de Olerón es la mayor de un conjunto de pequeñas islas que bordean el suroeste de Francia en el Departamento de La Charente-Maritime (Fig. 1). Apenas se emplaza a unos 3 km del continente y se encuentra unida a este por un puente de iguales dimensiones. Olerón tiene una longitud de unos 33 km en su eje mayor por unos 11 km de ancho, abarcando, un área total de 174,63 km². Su costa es predominantemente arenosa y planar, a excepción del norte de la isla donde emergen acantilados compuestos principalmente por calizas y margas, con alturas que apenas superan los 10 m. De los 93 km de costa, más del 90% es de naturaleza arenosa. Su relieve es realmente sencillo: muy plano (altitud máxima de 32 m) y donde las morfologías más elevadas coinciden con las distintas formaciones dunares que penetran tierra adentro. Su contexto geológico incluye principalmente, litologías calcáreas pudiendo distinguirse, por un lado, el sector más occidental y septentrional donde afloran materiales de edad cretácica y jurásica (Fig. 2), y, por otro, la zona oriental y meridional. Ésta última

destaca por la presencia de marismas (parte de ellas ya desecadas o alteradas para la formación de salinas) y la conformación de extensas playas en las que se emplazan importantes conjuntos dunares. La edad y origen de estos medios se corresponde a las distintas fases transgresivas/regresivas del Holoceno *Flandriense* (Bourgueil y Moreau, 1972).

Las playas de mayor tamaño se sitúan al SW de la isla y son fruto de la conjunción de corrientes procedentes del NW y, en su extremo más meridional, de la confluencia de flujos procedentes del NE y E (Fig. 2) (Billeaud *et al.*, 2005). Las arenas de estas playas tienen un tamaño medio de 0,2-0,3 mm y su composición es diversa. En ellas se encuentra tanto material bioclástico como cuarzos cuya proporción varía en función de la proximidad al continente. Los bioclastos proceden de la abrasión que ejerce el oleaje sobre los acantilados y la extensa plataforma litoral situados al W de la isla. Los cuarzos, a su vez, tienen su origen en los aportes del estuario de «La Seudre», emplazado a pocos kilómetros al E y cuya desembocadura se integra en el continente (Fig. 1).

Por su parte y en relación a los aspectos oceanográficos se puede decir que el oleaje predominante en este sector es de componente WNW y, de forma secundaria, de direcciones N, NW y W (Bertin *et al.*, 2004 y Billeaud *et al.*, 2005). La altura media de las olas es de 1,5 m y la máxima de unos 6 m con temporales muy activos (Bertin *et al.*, 2004). La dirección predominante del oleaje favorece consecuentemente la formación de una deriva litoral procedente del norte. Por su parte, el rango mareal oscila entre 2 y 5 m por lo que es de tipo *semidiurno*, aunque excepcionalmente en primavera se han llegado a producir rangos superiores a los 6 m. La batimetría existente en la bahía en el que se emplaza la isla (Bahía de Marennes-Oléron) es poco profunda y apenas las isobatas alcanzan los 10 m.



Figura 1. Localización de la Isla de Olerón.

El clima de la isla es del tipo *oceánico* propio de estas latitudes (Meteo France, 2005). Las precipitaciones se encuentran próximas a los 1.000 mm de media anual repartiéndose de forma desigual entre el otoño y el invierno, más lluvioso y, un verano relativamente seco en el que apenas se superan los 40 mm por mes. Mientras, las temperaturas son suaves con medias anuales de 14 °C. La amplitud térmica, por su parte, es de unos 7° C. En cuanto a la dinámica eólica, ésta, se caracteriza por direcciones predominantes de componente NW y W. Hay que señalar a este respecto, que recientemente en el año 1999, la isla al igual que el resto de la costa atlántica francesa, sufrió las consecuencias catastróficas de un temporal de gran magnitud que supuso la elevación del nivel del mar asimilable a un coeficiente de 160 y rachas de viento superiores a los 195 km/h. El evento de dimensiones extraordinarias supuso no sólo la pérdida de viviendas, grandes espacios de masa forestal y el consecuente retroceso litoral, sino

también hubo que lamentar el fallecimiento de 88 personas en Francia (NP., 2007).

Respecto a la organización del territorio, hay que destacar que se distribuye en 8 pequeños municipios («*communes*») cuya población total apenas supera los 19.000 habitantes: St. Denis, St. Georges, St. Pierre, La Brée-les Bains, Dolus, Le Chateau, Grand Village y Saint-Trojan. Esta población vive principalmente de 4 actividades económicas: el cultivo de la vid, muy próxima a la costa, el cultivo de las ostras y mejillones, la pesca, la sal y, finalmente, el turismo. Hay que señalar que, a su vez, en el tramo más septentrional de la isla se lleva practicando un método de pesca «tradicional» a partir de «esclusas» (*ecluses*) que tuvo su origen en el siglo XVII y que recientemente se ha recuperado. Éstas, son pequeñas infraestructuras que atrapan la «ictiofauna» durante el proceso de la bajada de la marea y que ocupan un perímetro de casi el 30 % de la franja litoral.

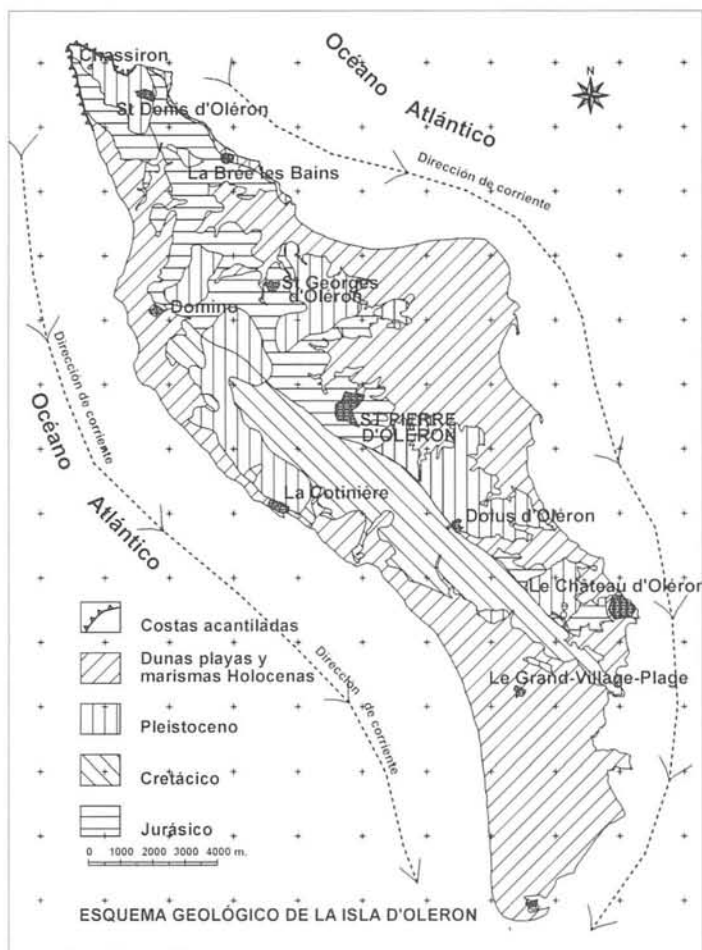


Figura 2. Esquema geológico de la Isla de Olerón y dirección de las corrientes principales. Elaboración propia a partir de Bourgueil y Moreau (1972).

2.1. Antecedentes

La isla, por su singularidad, ha sido objeto de múltiples estudios en los campos de la Geomorfología (Gabet, 1979; Jeanjean, 1983; Monfort, 1996; Serre, 1998; Bithonneau, 1999 y Grivel, 2000). En la mayoría de ellos se transluce de una manera u otra el problema ocasionado por los procesos erosivos. Por esta causa, existe un riguroso seguimiento de la ONF (Office

National de Forêts) en las playas emplazadas al W y SW de la isla y en las que las repoblaciones dunares con pino marítimo son continuas. Por otro lado, la preocupación sobre los procesos costeros en Olerón se remonta a finales del siglo XVIII cuando se inician los trabajos de reforestación en el sector SW (Bourgueil y Moreau, 1972; Guinet, 2001). En aquellos momentos, el mayor conflicto lo planteaban los complejos dunares emplazados en este sector, que

avanzaban inexorablemente sobre algunas poblaciones. Las acciones emprendidas para evitar el avance dunar, tomando como ejemplo otros sectores de la costa atlántica francesa, consistieron en realizar intensas campañas de repoblación con pino marítimo y apoyados en una extensa red de empalizadas. La primera se llevó a cabo en el año 1820 siendo muy eficaz en algunos parajes, consiguiendo en promedio más de 750 m de ganancia al mar. Se construyeron más empalizadas en los años 1876, 1881 y, una última, en 1948 recuperándose en este sector meridional de la isla algo más de 1 Km (Bourgueil y Moreau, 1972). Además de estas ayudas «artificiales» que han favorecido los procesos de acreción, hay que destacar que de forma natural se ha visto acompañado por un importante proceso de colmatación litoral entre los siglos XVII y XX. En efecto, en el tramo continental y a pocos kilómetros de la Isla de Oleron, la vieja «villa fortificada» de *Brouage* que en

los mapas de 1627 se emplazaba en la misma orilla costera, en la actualidad se encuentra a más de 2,6 km del mar (Fig. 3). Algunos trabajos han alertado de un importante descenso del 40% del prisma de marea a consecuencia de este efecto desde el año 1824 pero, lamentablemente, no se han especificado las causas hasta este momento (Bertin et al., 2004). Sin embargo, hay que esperar a la segunda mitad del siglo XX para que se produzca una nueva reactivación de los procesos erosivos en la Isla y, más concretamente, de su margen occidental. De tal forma que todo el espacio ganado al mar en los siglos pasados empieza a perderse de forma rápida y espectacular (Grivel, 2000). Ante esta nueva situación se ha llevado a cabo la construcción de más de 60 espigones y otro tipo de infraestructuras para procurar un mejor balance de los procesos de sedimentación. Los resultados de estas obras han sido muy dispares y poco eficaces.

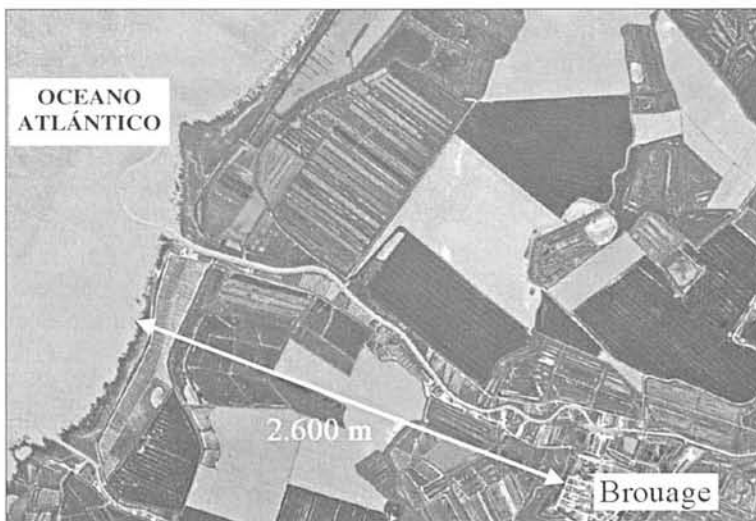


Figura 3. Situación actual de la antigua localidad fortificada de *Brouage* (Francia).

3. Metodología

La metodología empleada se divide en 2 fases claramente diferenciadas. En una primera, se realizaron las distintas campañas de campo con objeto de obtener la distinta documentación y cartografía sobre la que trabajar, y a su vez, también sirvió para localizar los puntos más interesantes para realizar su seguimiento. Éste, se realizó entre los años 2000 y 2005 aprovechando los meses estivales. Del mismo y, después de examinar la cartografía, se pudo observar que las playas emplazadas en el tramo meridional de la isla, más concretamente en el «Puntal de Gatseau», eran las que revestían mayores cambios y, por lo tanto, el seguimiento a realizar de este área podía ser más meticuloso. Con ello, en el verano del año 2005 se tomaron más de 700 puntos con un GPS de este sector. Se acotaron indistintamente la orilla en pleamar máxima, al igual que el límite existente entre la zona de playa (*berma*) y el nacimiento de las primeras dunas embrionarias (*toe dune*). La elección de estas fronteras, se debe a que se encuentran igualmente referenciadas en algunas de las cartografías empleadas.

En una segunda fase se digitalizaron y georeferenciaron los distintos mapas empleando como software y base del Sistema de Información Geográfica el programa AUTOCAD (S.I.G. AUTOCAD Map 2000). Esta documentación cartográfica empleada ha sido la siguiente:

- Para un análisis cuantitativo:
 - Mapa topográfico del Institute National Geographique de 1959 a escala 1:47.000.
 - Mapa Geológico del Institute Geologique de France de 1972 a escala 1:50.000.
 - Mapa topográfico del Institute Geographique de 1999 a escala 1:25.000 hoja 1330 OT.

Por un lado, hay que destacar respecto al Mapa Geológico, que en el mismo se especifican las antiguas líneas de costa del siglo XIX. Por otro lado, de éste último y del mapa topográfico 1:25.000 se localizaron las antiguas empalizadas de ese mismo siglo y que han servido como puntos de referencia.

- Para un análisis cualitativo:

- Mapa histórico del año 1627 correspondiente a la «*Carte de la Coste de La Rochelle a Brouage et de l'Isle de Oleron*» realizada por el Cartógrafo Real Sr. De Chatillon.
- Cartografía histórica del año 1750 correspondiente al Atlas Bellin.
- Cartografía histórica del año 1764 correspondiente al Atlas Bellin.

En relación a la cartografía, señalar que para subsanar la diferencia de escalas entre los distintos mapas históricos y recientes, se llevó a cabo un proceso de homogenización a coordenadas UTM. El mayor conflicto de manejar cartografías tan distintas se presentaba no sólo en las escalas, sino también en las proyecciones. Para resolver esto, se buscaron en las campañas de campo puntos que estuvieran reflejados en todos los mapas y con coordenadas conocidas: *bunkers* de la Segunda Guerra Mundial, faros, las viejas empalizadas para la fijación de dunas, cruces de caminos, iglesias, etc. Respecto al estudio de la erosión litoral a partir del análisis de los emplazamientos de los *bunkers* en Francia ha sido un procedimiento muy utilizado y que ha dado magníficos resultados (Regnauld et al., 2004). El error máximo calculado por el escaneo y contraste de los planos se ha estimado en unos 5 m. La cartografía del siglo XVII (1627), por su parte, tenía una escala aproximada de 1:70.000 y, sorprendentemente, coincidía bastante con la situación de los distintos puntos de control (cruces de caminos) presentando apenas distorsión aparente respecto al resto de cartografías más modernas. A

pesar de ello, como se destacó con anterioridad, su análisis se tomará desde un punto de vista cualitativo.

4. Resultados y discusión

4.1. Balance cartográfico (1:50.000)

La interpretación de la cartografía histórica de los siglos XVII, XVIII y XIX, presenta un litoral muy cambiante y en acreción, sobre todo, en la costa occidental de Oléron. Es en los mapas de la segunda mitad del siglo XX y en especial, la relativa al período 1959-1999, donde este proceso parece invertirse a favor de la erosión (Fig. 4). El S.I.G muestra la existencia de 30 sectores con balances significativos de erosión/acumulación en toda la isla. El balance neto es de una pérdida global de 166,20 Ha en 40 años. Sin embargo, hay que establecer una diferencia entre la costa sur-oriental y nororiental, con la oeste y sur-occidental de la isla. La primera tiene una tendencia acumulativa de unas 39 Ha ganadas al mar desde el año 1959, mientras, el balance de la segunda es netamente erosivo con una pérdida de más de 142,4 Ha (Fig. 4). Así pues, un sector acumula las arenas procedentes de las corrientes del N y NE (costa de La Rochelle) y la otra pierde por encontrarse más expuesta al oleaje y, donde los flujos procedentes del NW son más eficaces en el traslado de las arenas a otras zonas. Respecto a los metros lineales de retranqueo, las tasas máximas de erosión para el período 1959-1999, varían entre -1,4 m/año (Le Chateau) y la máxima de -10,7 m/año en Gatseau (SW)-ver Tabla I. Por su parte, las tasas máximas de acumulación se encuentran entre +1,2 m/año y los +2 m/año de La Brée Les Bains (costa E). Todo parece apuntar, con estos datos y con la observación de la figura 4, que la existencia de los 30 diques emplazados en el área NE y E son más eficaces en la retención de los sedimentos, respecto a los otros 30 localizados

en el tramo litoral occidental donde, a pesar de ellos, prosigue la pérdida de arena en las playas.

4.2. Costa acantilada (materiales consolidados)

La costa acantilada se encuentra en el sector más septentrional de la isla y se compone de materiales de edad jurásica cuya altura, en ningún caso, sobrepasa los 20 m respecto al nivel medio del mar (recordar la figura 2). Las tasas resultantes del balance cartográfico son significativas: de 0,4-0,7 m/año. Estas cifras son muy similares a las registradas en las costas acantiladas del este de Sussex (Blakler, 2001) y de otras zonas rocosas de Francia, pero bastante inferiores a las que se dan en Criel-sur-Mer donde los acantilados llegan a retroceder los 10 m/año (Meur-Férec y Morel, 2004).

Los *bunkers* del frente Atlántico Alemán de la Segunda Guerra Mundial que, hasta hace unos 40 años dominaban sobre los acantilados, hoy en día están separados de los escarpes a una distancia de unos 4 y 6 m (Fig. 5).

4.3. Evolución de la costa SW de la isla de Oléron (materiales no consolidados)

Este tramo litoral está compuesto principalmente por playas arenosas. Destaca sobre todos los demás sectores de la isla, el segmento SW. En él, más de 1 km² de costa ganada al mar hace 300 años ha sido prácticamente dismantelada (Bourgueil y Moreau, 1972; Grivel, 2000) y, actualmente, las orillas se sitúan muy cerca de aquellas iniciales. Así pues, el sistema de empalizadas que fuera tan resolutivo en el pasado ya no tiene tanta eficacia ante los procesos erosivos. Por ejemplo, en la Playa de Vertbois que se emplaza en la margen superior de este sector, se encuentran algunas infraestructuras bajo el agua o al borde del mar (Fig. 6).

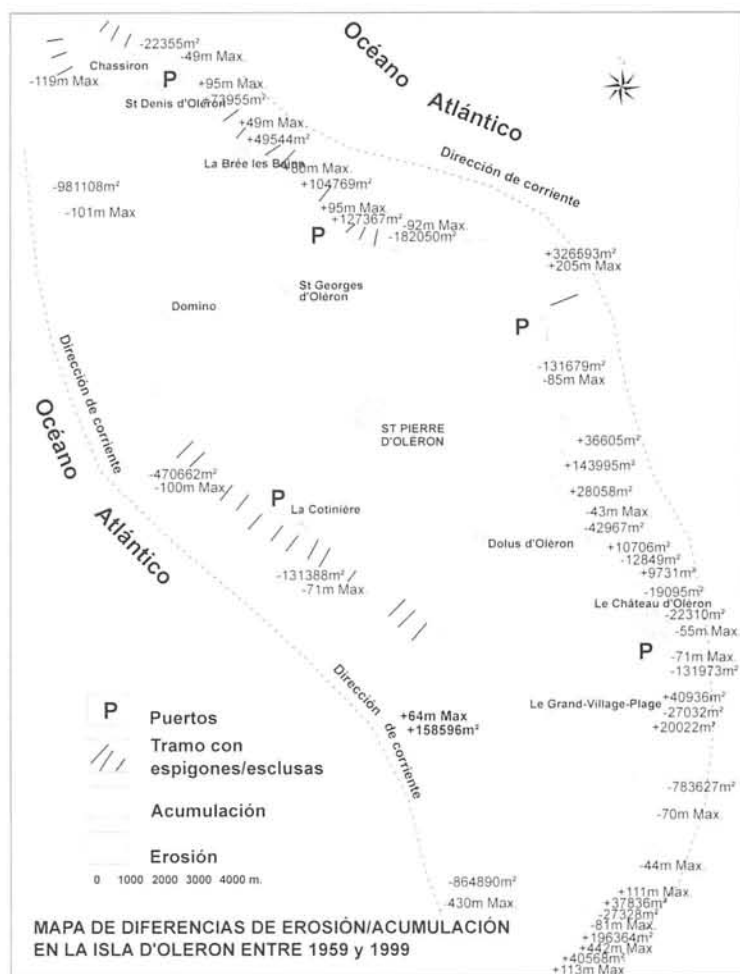


Figura 4. Tasas de erosión/acumulación en la costa de la Isla de Olerón para el período 1959-1999.

Tabla I. Tasas máximas de erosión/acumulación anuales en las «playas» de la Isla de Olerón para el período 1959-1999.

m/año	PLAYA/Situación	Observaciones
-2,52	Dominó	Costa NW;
-2,5	La Cotinière	Costa W;
(+) 1,6	Grand village	Costa W;
-10,7	Gatseau	Costa SW;
(+) 2,4	Saint Denis	Costa NE
(+) 1,2 a (+) 2	La Breé les Bains	Costa E
-1,4	Le Chateau	Costa SE



Figura 5. Vista en bajamar de un *bunker* que hace unos 40 años aún se encontraba sobre el acantilado (Julio de 2000).



Figura 6. Carretera cortada por la erosión en la playa de Vertbois (costa oeste de la Isla de Olerón).

Por otro lado, en el «Puntal de Gateau» al SW de la isla, el análisis con GPS realizado en Agosto de 2005 y, en contraste con la línea de costa de 1959 ha determinado una tasa de retroceso máximo de - 841 m (18,3 m/año). En definitiva, una de las más espectaculares registradas en la costa atlántica (Fig. 7). Parece además, que existe una aceleración de la erosión en los últimos años a tenor de los resultados obtenidos en la Tabla I. En la misma, se aprecia como hasta el año 1999 el balance negativo era de -10,7 m/año superándose, los 18 m/año de pérdida, desde entonces. Si bien, hace algunos años existía una berma lo suficientemente ancha que separaba de la acción litoral a los

complejos dunares, hoy en día, estos últimos se encuentran en la mayoría de los casos en franco retroceso y batidos directamente por el oleaje (Fig. 8). Hay que señalar por otro lado, que el retroceso no sigue una pauta constante. Efectivamente, un ejemplo lo hallamos con la tempestad ocurrida en el mes de diciembre del año 1999, evento, que vino acompañado de vientos que alcanzaron los 198 km/h (Meteo France, 2005). También, la playa sufrió una importante pérdida de arena en pocas horas a causa del fuerte oleaje desatado y el ascenso del nivel de las aguas por encima de +1,8 m (según comunicación personal realizada por los habitantes de la zona).

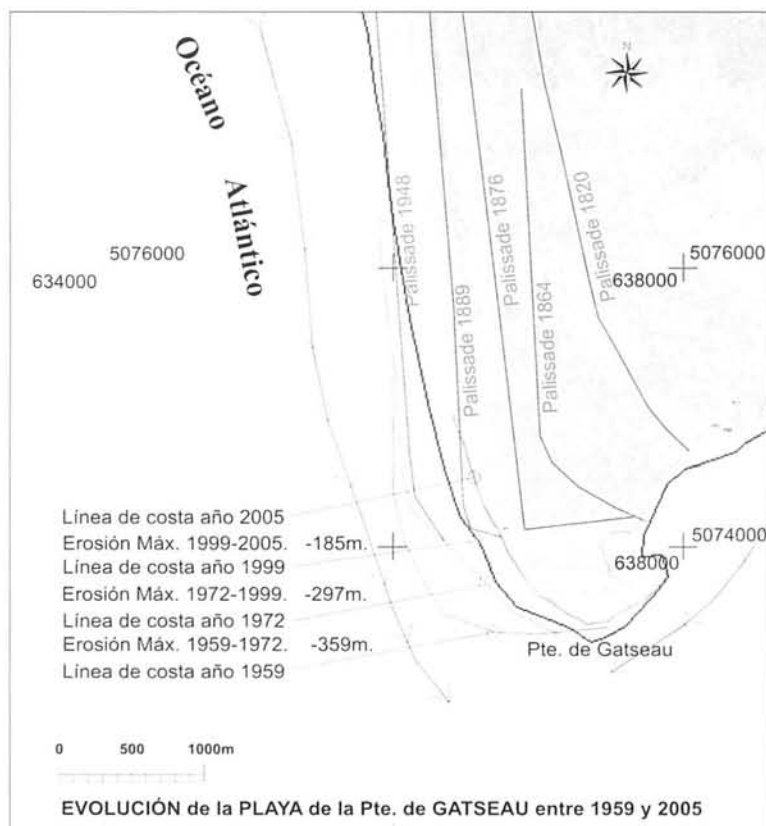


Figura 7. Evolución de la línea de costa en el Puntal de Gateau-Saummonards al sur de la Isla de Oléron. (Fondo de imagen Google Earth con imagen satélite SPOT del año 2005).



Figura 8. Vista de Julio de 2002 del bosque correspondiente a la zona recuperada al mar en 1948. Hoy en día está totalmente cubierto por las aguas.

4.4. Posibles causas del retroceso de la línea de costa

Respecto a los motivos de este fuerte proceso erosivo distinguiremos:

– Causas antrópicas:

1) Desde el punto de vista teórico, parece existir una clara relación entre la proliferación de diques y espigones en la zona norte y situados a barlofluo, con el reinicio de los procesos erosivos en el sector meridional de la isla si nos atenemos a la dirección de las corrientes predominantes del NW. Además, no parecen resultar efectivos en la conservación de los sedimentos de ese tramo costero (comunicación personal del ingeniero encargado de costas en la *Commune* de Saint Pierre) y, actualmente no faltan opiniones que sugieren su desmantelamiento.

2) Otro factor que podría ser condicionante en la falta de llegada de sedimentos desde la costa norte a la suroeste es el de la recuperación de las antiguas formas de pesca: las «Ecluses». Se basan en la creación de auténticas jaulas de piedra que aprisionan el pescado y marisco a marea baja y, con ellas, arenas y cantos. En el momento actual es difícil establecer cuantitativamente los efectos de estas infraestructuras y quedan pendientes para estudios posteriores. Puede sorprender quizás esta afirmación pero, en sí mismas, constituyen una muralla que bordea más del 30% de la costa septentrional de la isla.

3) La falta de llegada de sedimentos, según trabajos recientes, también parece estar relacionada con variaciones en el comportamiento del estuario de La Seudre:

el proceso de colmatación de este ámbito parece haber variado significativamente (Bertin *et al.*, 2004). Así, al norte de esta desembocadura parece existir un importante déficit sedimentario que puede haber repercutido por igual en la Isla de Oléron. A este proceso hay que añadirle, además, la importante presión antrópica que tiene este estuario tan intervenido: parcelas para el cultivo del marisco que suponen la sustracción de agua; canalizaciones en su tramo de cabecera; etc.

– *Causas naturales:*

Entre las causas naturales señalaremos la incidencia de los temporales y más concretamente, en relación al análisis efectuado en el «Puntal de Gatteau», el que tuvo lugar en Diciembre de 1999. El poder destructivo del mismo ocasionó muchos daños no sólo en la isla sino en toda Francia (Guinet, 2001).

5. Conclusiones

Se ha pretendido realizar una primera aproximación a los importantes fenómenos erosivos de la costa de la Isla de Oléron. Todo ello, a partir del empleo contrastado de cartografía con GPS y asumiendo con ello un error en el análisis cuantitativo, que puede resultar moderado (unos +5 m). Sin embargo, hay que señalar que los datos obtenidos no dejan de tener un interés ante la magnitud del retranqueo que está sufriendo esta costa y, en cierta forma, aporta una visión cualitativa de estos procesos. Queda con ello pendiente, la realización de otro tipo de estudios y análisis más profundos que ayuden a desvelar los factores causantes de los procesos erosivos de Oléron de forma más detallada y que se espera se puedan desarrollar en un futuro no muy lejano.

Los procesos erosivos de esta isla son muy significativos e importantes: tanto sobre las formaciones acantiladas de su perí-

metro más septentrional (entre los 40-70 cm/año en el peor de los casos) como en los conjuntos playeros, con tasas máximas anuales próximas a los 2 m/año. Sobre todo hay que destacar el importante retroceso de la «flecha» o «puntal» de Gatteau al sur de la isla con medias actuales que superan los 18 m/año.

Las causas de este proceso de degradación parece ser la acción combinada de factores naturales y antrópicos. En definitiva, todo ello, supone un auténtico reto para la gestión costera de una isla que vive principalmente de su litoral. Hasta el momento, las soluciones aportadas han estado siempre dirigidas a la construcción de diques, espigones y otro tipo de infraestructuras que no han conseguido resultados positivos. Es realmente difícil hacer una propuesta que no suponga una acción integrada y regional, más que local. Ésta, en todo caso debe estar orientada a una gestión costera que tenga por objeto facilitar la circulación libre de sedimentos en el litoral y en los ríos que los suministran: «descanalizar», dismantelar encauzamientos y presas, erradicación de paseos marítimos, etc. Todas ellas son medidas impopulares y que replantea sin lugar a dudas una «ordenación del territorio» anexo a los espacios fluviales y litorales bien distinta a la actual, no sólo en Francia, sino en todo el mundo.

Bibliografía

ALCANTARA-CARRIO, J., ALEJO, I., MARTÍNEZ, M., ALONSO, M. y VILAS, F. (2000): «Erosion-accretion processes along Area Longa beach and dunes (Ría do Barqueiro, NW Spain)». *Proc. III Simposio sobre a Margem Continental Iberica Atlantica*, Faro, págs. 119-120.

ALONSO, A., LORENZO, F. y PAGÉS, J. L. (2000): «Dinámica litoral y erosión en la Ría de El Barqueiro: factores antrópicos y

procesos naturales». *Geogaceta*, nº 28, págs. 7-10.

ARTEAGA, C. y GONZÁLEZ, J. A. (2005): «Natural and human erosive factors in Liencres Beach's Spit and dunes (Cantabria, Spain)». *Journal of Coastal Research*. Special Issue nº 4, págs. 70-75.

BALAGUER, P., FORNÓS, J. J. y GÓMEZ PUJOL, LL. (2002): «Retrosceso de los acantilados del Mioceno superior en la costa del sureste de Mallorca: los casos de Estret d'Es Temps y S'Alavern». *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial*. SEG-Universidad de Valladolid, págs. 341-350.

BALAGUER, P. y FORNÓS J. J. (2005): «Erosión continua a partir de la desintegración granular en los acantilados costeros del SE de Mallorca (Islas Baleares, Mediterráneo Occidental)». *Procesos geomorfológicos y evolución costera*. Actas II Reunión de Gemorfología Litoral. Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela, págs. 347-358.

BALLESTA, M., MORALES, J. A. y ACOSTA, E. A. (1998): «Efecto erosivo de los temporales de invierno 1995-1996 sobre la playa de Mazagón (Huelva, SW de España): influencia de las construcciones costeras». *Revista de la Sociedad Geológica de España*, nº 11; págs. 285-296.

BERTIN, X., CHAUMILLON, E. y SOTTOLICHIO, A. (2004): «Evolution d'une embouchure tidale en réponse au comblement de la baie associée: la baie de Marennes-Oléron et le Pertuis de Maumusson (Littoral Atlantique, France)». *VIIIèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, Compiègne*, págs. 149-155.

BILLEAUD, I., CHAUMILLON, E. y WEBER, O. (2005): «Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Oléron Bay, France) by correlation between VHR

seismic profiles and cores». *Geo-Marine Letters*, nº 25, pág 1-10.

BITHONNEAU, R. (1999): *Sur les falaises de Chassiron*. Mémoire de maîtrise/Géographie, Université de Poitiers. Inédito.

BLACKLER, Z. (2001): «Wave goodbye to your home». *Geographical*, nº 73, Issue, 11, págs. 62-67

BOURGUEIL, B. y MOREAU, P. (1972): *Carte Géologique de La France a 1:50.000. Hoja 657*. Ministère de L'Industrie et de la Recherche. Service Géologique National.

BRUUN, P. (1962): «Sea-Level Rise as a Cause of Shore Erosion». *Journal of Waterways and Harbors Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, págs. 117-130.

BRUUN, P. (1983): «Review of conditions for uses of the Bruun Rule of erosion». *Coastal Engineering* 7, págs. 77-89.

CHARLES, D. (2004): «Sea level rise exacerbates Coastal erosion». *Physics Today*, 57, págs 58-60.

CROUS, A. y PINTÓ, J. (2005): Análisis de la Evolución de la línea de Costa en la Playa de La Marquesa (Delta del Ebro). *Procesos geomorfológicos y evolución costera*. Actas II Reunión de Gemorfología Litoral. Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela, págs .139-154.

DIAS, J. M. A., BOSKI, T., RODRIGUES, A. y MAGALHAES, F. (2000): «Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis». *Marine Geology*, nº 170, págs. 177-186.

DÍEZ, J. J. (1980): «Introducción al estudio geomorfológico de la Ría de Foz». *Revista Obras Públicas*, nº 127, págs. 941-952.

DÍEZ, J. J. (1999): «Morphodynamics of Spanish Cantabrian Rias». *Journal of Coastal Research*, nº 14, págs.1072-1082.

EUROSION (2004): «Living with coastal erosion in Europe: Sediment and space for sustainability». Informe inédito, Part I.

FLOR, G. (1992): «Tipología, catalogación y tendencias de los procesos de erosión/sedimentación en los campos dunares de la costa de Galicia (NW de España)». *Thalassas*, nº 10, págs.9-39.

FORNÓS, J. J., BALAGUER, P., GELABERT, B. y GÓMEZ-PUJOL, I. (2005): Pleistocene formation, evolution and retreat rates in a carbonate coastal cliff (Mallorca Island, Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, SI, nº 49, 15-21 pp

GABET, C. (1979): «L'érosion des côtes sableuses de la Charente-Maritime». *Norais*, nº 104, Poitiers, págs. 556-560

GRACIA, F. J., ANFUSO, G., BENAVENTE, J., DEL RÍO, L., DOMÍNGUEZ, L. y MARTÍNEZ, J.A. (2005): Monitoring coastal erosion at different temporal scales on sandy beaches: application to the Spanish Gulf of Cadiz Coast. *Journal of Coastal Research*, SI, nº 49, págs. 22-27.

GÓMEZ-PINA, G., MUÑOZ-PÉREZ, J. J., RAMÍREZ, J. L. y LEY, C. (2002): «Sand dune management problems and techniques, Spain. *Journal of Coastal Research*, SI, nº 36, págs. 325-332.

GRIVEL, S. (2000): *La Grande-Plage de Oléron, de Vert-Bois à Gatseau: dynamique, évolution et enjeux de un système littoral*. Maîtrise de géographie, Paris VIII. Inédito

GUINET, N. (2001): *Evolution du statut des digues en Charente Maritime*. Memoire Ecole Superieure des Geometres et Topographes, Le Mans.

GÜNTHER, H., ROSENTHAL, W., STAWARZ, M., CARRETERO, J. C., GÓMEZ, M., LOZANO, I., SERRANO, O y REISTAD, M. (1998): «The wave climate of the Northeast Atlantic over the period 1955-1994: The WASA, Wave Hindcast».

The Global Atmosphere and the Ocean System, nº 6, págs. 121-163.

IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis Summary for Policymakers*.

JEANJEAN, V. (1983): *Le littoral de l'île d'Oléron: étude géomorphologique*. Mém. Maîtrise: Géographie, Université Tours, Inédito.

LORENZO, F., ALONSO, A. y PAGÉS, J. L. (2003): «Evolución y erosión comparada de tres sistemas de playa/flecha en las rías de Ortigueira, O Barqueiro y Viveiro (Galicia, España)». *Revista Cuaternario y Geomorfología*, nº 17, págs. 75-89.

LOZANO, I., DEVOY, R.J.N., MAY, W. y ANDERSEN, U. (2004): «Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario». *Marine Geology*, nº 210, págs 205-225.

METEO FRANCE. (2005): http://www.meteofrance.com/FR/climat/dpt_tempsdumois.jsp?LIEUID=DEPT17

MONFORT, J. (1996): *L'île d'Oléron: étude géomorphologique*. Mém. Maîtrise : Géographie. Université de Poitiers, Inédito.

MEUR-FÉREC, C. y MOREL, V. (2004): «L' érosion sur la frange côtière : un exemple de gestion des risques». *Rev. Natures Sciences Sociétés*, nº 12, págs. 263-273.

NP-notre-planete.info. (2007): Les tempêtes des 26 et 27 décembre 1999. http://www.notre-planete.info/geographie/risques_naturels/tempetes_0.php

PASKOFF, R. (1998): «Les littoraux , impacts des aménagements sur leur évolution». *Amand Colin*, págs. 1-160.

PILKEY, O.H., COOPER, J. y ANDREW, G. (2004): «Society and sea level rise». *Science*, nº 303, Issue, 5665, págs. 1781-1782.

PIRAZZOLI, P. A. (2000): «Surges, atmospheric pressure and wind change and

flooding probability on the Atlantic coast of France». *Oceanol. Acta*, nº 23, págs 643-661.

PSML-PERMANENT SERVICE FOR MEAN SEA LEVEL. (2005): <http://www.pol.ac.uk/psmsl/>

REGNAULD, H., PIRAZZOLI, P.A., MORVAN, G. y RUZ, M. (2004): «Impacts of storms and evolution of the coastline in western France». *Marine Geology*, nº 210, págs. 325-337.

SERRE, W. (1998): *Carte géomorphologique de l'île Oléron*. Mém. Maîtrise : Géographie. Université de Poitiers. Inédito.

TABEAUD, R. (1996): «*Etude sur les séries météo-marines, les surcôtes marines et leurs impacts sur quelques sites littoraux à risques*». Ministère de l'Environnement. Paris, págs. 1-122.

THE HEINZ CENTER. (2000): «Evaluation of erosion hazards». Informe inédito.

VILAS, F., NOMBELA, M.A., ALEJO, I., GARCÍA-GIL, S., FERRERO, M. y PAZOS, M. (1993): «Evaluación del estado actual de la línea de costa en las Rías Bajas». *III Congreso Cuaternario Ibérico*. Coimbra, Portugal, págs. 355-359.

YING, W. (1998): «Sea Level Changes, human impacts and coastal responses in China». *Journal of Coastal Research*, nº 14, Issue, 1.

ZERBINI, S. (2000): «Regional and local sea level variations». In: *Sea Level Change and Coastal processes*. Implications for Europe. D. Smith, S. B. Raper, S. Zerbini and A. Sanchez Arcilla (Eds). European Commission, págs. 81-133.

*Estuarios de arroyos
costeros del occidente de
Asturias*

Germán S. Flor Rodríguez

Profesor Titular de Universidad
Departamento de Geología
Universidad de Oviedo
gflor@geol.uniovi.es

Germán Flor Blanco

Becario Doctorando
Departamento de Geología
Universidad de Oviedo
gfb@geol.uniovi.es

ESTUARIOS DE ARROYOS COSTEROS DEL OCCIDENTE DE ASTURIAS

Germán S. Flor Rodríguez
Germán Flor Blanco

RESUMEN: Los estuarios menores de Viavélez y Ortiguera con rellenos deficitarios se estudian geomorfológicamente. Las zonaciones longitudinales revelan que las bahías son las mejor desarrolladas, con un segmento externo sumergido permanentemente de tipo arenoso y otro emergido en bajamares sobre el que se construye una gran barra horquillada de refluo de gravas y arenas. Las colas estuarinas difieren entre sí, dominando las fracciones más groseras. Hay ausencias importantes, como las barreras y las llanuras fangosas y marismas.

PALABRAS CLAVE: gravas, barras horquilladas, estructuras sedimentarias, dinámica, estuarios, Asturias.

ABSTRACT: The small Viavélez and Ortiguera estuaries, which are not full, are studied from a geomorphological view point. Longitudinal zonation reveals that the estuarine bays are the best represented zones, with a permanently submerged outer sandy area and an inner area that emerges during low tides where a large ebb spillover lobe has developed. The inner estuaries are very different from one another, with a predomination of gravel sediments. There are important absences, such as confining barriers and mud flats and marshes.

KEY WORDS: Gravel, spillover lobes, sedimentary structures, dynamics, estuaries, Asturias.

1. Introducción

En la costa cantábrica, los arroyos y ríos costeros, generalmente de muy escaso caudal de agua, han conseguido excavar valles estrechos (unos pocos centenares de metros) y de cortos recorridos de unos pocos a unas pocas decenas de kilómetros, generalmente según el modelo de meandros encajados.

Los rellenos sedimentarios para constituir los correspondientes estuarios dependen preferentemente, de manera indirecta, de la disponibilidad de sedimentos en el borde costero, que a su vez está en fun-

ción de la proximidad a algún estuario de grandes magnitudes y de la magnitud y las litologías del sustrato, en este caso siempre siliciclásticas, de la cuenca hidrográfica que drena al estuario. De forma directa, es fundamental la magnitud y geometría del vaso estuarino y los caudales fluviales involucrados.

Los transportes sedimentarios costeros se establecieron, durante el proceso eustático del máximo nivel del mar, con una trayectoria general hacia la costa y otra persistente hacia el E (Flor, 1980), separándose el segmento más occidental de la región asturiana, el Eo, cuyo área de influencia se

puede situar en la localidad de Tapia de Casariego, y el más oriental, el Navia, fuera del área de influencia en la zona de estudio, pero que extiende su aportación hasta un segmento costero de mayor magnitud, concretamente hasta la villa de Luarca. En la actualidad, estos sistemas se encuentran desligados de la plataforma continental, constituyéndose en entornos sedimentarios «colgados» sin recepción ni salida de sedimentos y exclusivamente sometidos a un proceso de recesión por el cual solamente cuando existen campos dunares, éstos tienden a desaparecer por el ascenso del nivel del mar incorporando el sedimento al propio prisma de la playa (caso de Penarronda).

Entre ambas cuencas hidrográficas, con sus correspondientes estuarios, se sucede una costa rocosa abrupta y recortada con erosión diferencial del oleaje sobre un sustrato

silíceo paleozoico, con ensenadas y promontorios alineados en direcciones preferentes NNE-SSO, adaptándose a las estructuras variscas. En ella, se abren ensenadas ocupadas por playas de arenas y algunos campos dunares poco extensos hasta la villa de Tapia de Casariego y playas de gravas y cantos, así como un rosario de arroyos, algunos en posición colgada, y ríos costeros que se han rellenado deficitariamente con gravas, cantos y arenas (Fig. 1).

En esta área occidental de Asturias, se estudian dos estuarios reducidos algo modificados con instalaciones portuarias y sometidos a dragados poco importantes: Viavélez y Ortiguera; ambos están desvinculados de aportaciones arenosas en el pasado por parte del Eo, situado en una posición más alejada, y del más próximo el Navia, situado al E.

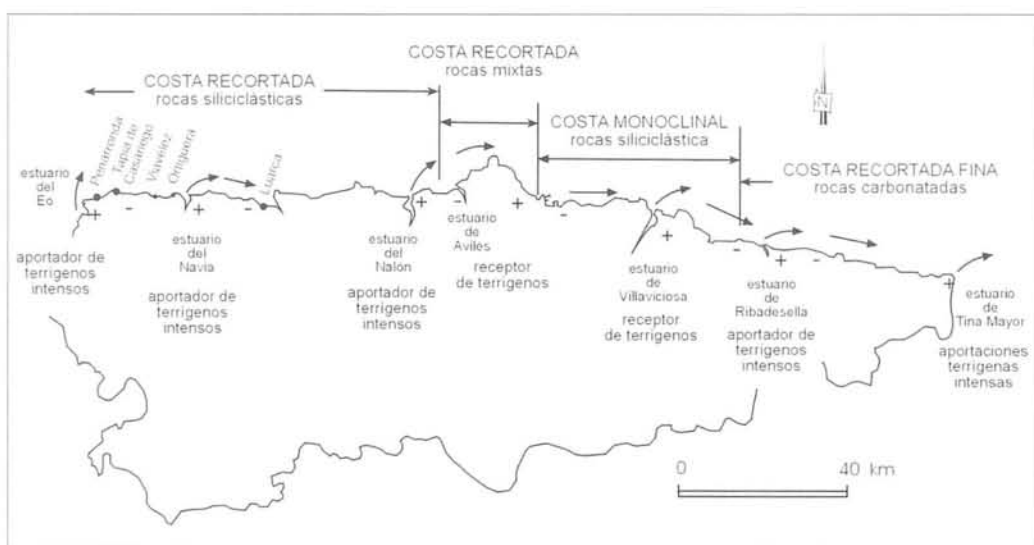


Figura 1. Situación de los estuarios estudiados en una costa recortada sobre un sustrato de rocas siliciclásticas paleozoicas con metamorfismo de bajo grado (modificado de Flor *et al.*, 2006). El estuario del Eo se constituyó en el suministrador de facies arenosas más importante del área occidental asturiana, pero el segmento en el que se sitúan ambos estuarios queda más al E.

En este trabajo se estudian las características geomorfológicas del relleno sedimentario a partir de las cuales se deduce el comportamiento morfosedimentario de cada uno de los estuarios.

2. Aspectos morfológicos

El estuario de Viavélez es algo más completo que el de Ortiguera, en parte por sus mayores dimensiones (700 m de longitud y anchuras variables desde un mínimo de 33 m hasta un máximo de 75 m) y un trazado en

planta claramente sinuoso. Desarrolla una zonación geomorfológica cuatripartita en sentido longitudinal desde la bocana a la cola: *Complejo de desembocadura*, *Bahía*, *Llanuras* y *Canal superior* (Fig. 2), mientras que en el de Ortiguera, además de tener una magnitud menor (175 m de longitud), no se desarrolla la Llanura (Fig. 3). Cada una de estas zonas muestra una característica peculiar, basada en las distintas unidades morfosedimentarias y dinámicas, en parte bien diferentes a los grandes estuarios con rellenos que llegan generalmente a la colmatación.

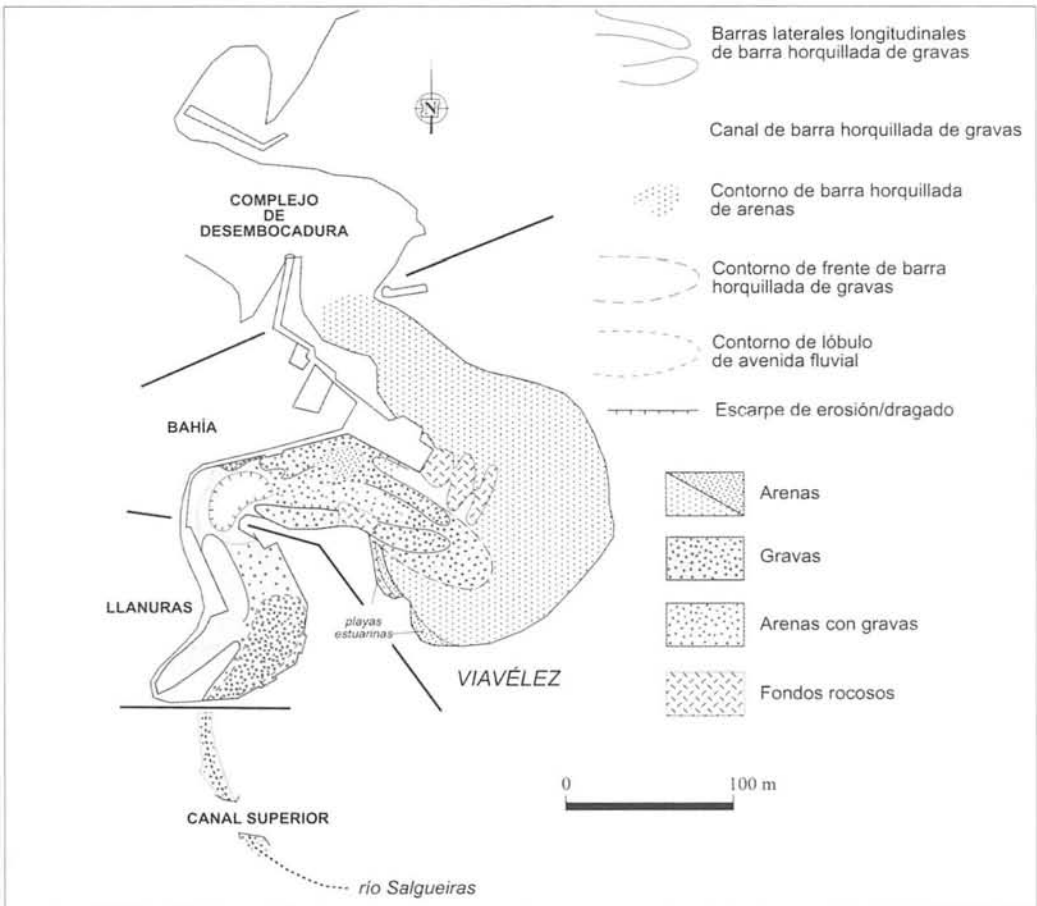


Figura 2. Cartografía geomorfológica del estuario de Viavélez en el que se incluye la zonación longitudinal y las fracciones sedimentarias dominantes.

Una de las características comunes a ambos reside en el escaso relleno sedimentario, el cual es más efectivo en las porciones medias e internas del estuario, hasta el punto de que los complejos de desembocaduras están representados por fondos predominantemente rocosos, motivo por el cual la transición a la plataforma interna se realiza a través de la actual plataforma de abrasión.

Las bahías se subdividen en dos segmentos de acuerdo con el relleno, el exterior de arenas, finas en Viavélez y groseras (incluso gravilla) en Ortigueira, en posición sumergida, formando un manto planar, donde se generan ripples y megaripples simétricos por el vaivén del oleaje; el interno

contiene gravas con algún canto y arenas en posición emergida, sobre el que se construye una gran geometría lobular, formada por dos barras de gravas laterales alargadas en dirección del flujo y una depresión paralela entre ambas, generalmente de tamaños más finos, incluso arenosa. Las barras laterales se cierran, aguas abajo, en una cinta convexa subelíptica representando morfológicamente un lóbulo o barra horquillada («spillover lobe») de reflujo mareal.

En Viavélez, además de la gran estructura horquillada, se generan playas estuarinas de gravas en contacto con los bordes acantilados y de arenas, así como barras horquilladas menores de naturaleza arenosa, tanto de flujo como de reflujo.

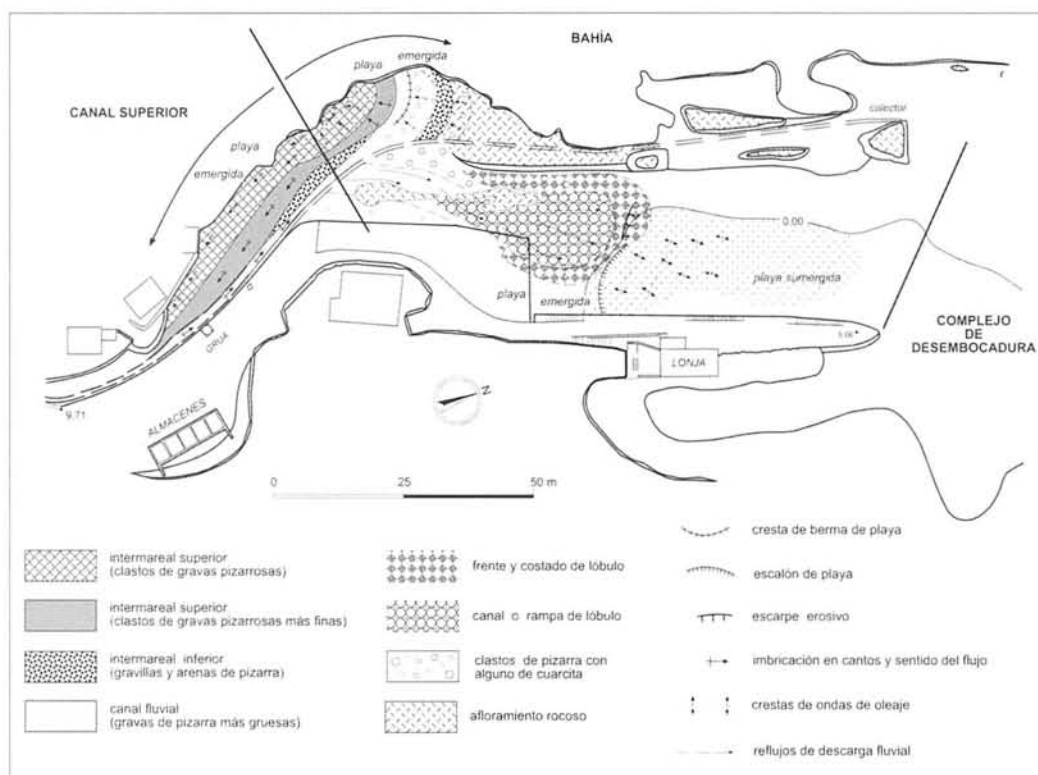


Figura 3. Cartografía geomorfológica del estuario de Ortigueira en el que se incluye la zonación longitudinal y las fracciones sedimentarias dominantes.

En Ortiguera, se generan dos tipos de playas estuarinas; sobre la bahía y frontalmente al eje del valle; se suceden playas de tipo expuesto pertenecientes al modelo de Bluck (1967), mientras que en la parte correspondiente al Canal superior, su produce una disminución de los tamaños de los clastos desde la parte alta de la playa (supramareal) hasta la inferior, de manera gradual, hasta ponerse en contacto con el canal principal. Una particularidad de este conjunto sedimentario es la presencia de abundantes clastos de pizarras negras procedentes de la Formación de Pizarras de

Luarca, con bajo grado de metamorfismo, del Paleozoico Inferior. Son clastos muy aplanados debido a la dependencia de la fábrica original que, además, se disponen de forma imbricada muy neta, permitiendo deducir el comportamiento dinámico en su emplazamiento. Son mayoritarias en la zona del Canal superior, mientras que en el resto del estuario se mezclan con una menor proporción de clastos cuarcíticos, de formas más ovoides, procedentes de depósitos de rasas (abanicos torrenciales) desmantelados por la erosión en el proceso de excavación del valle.

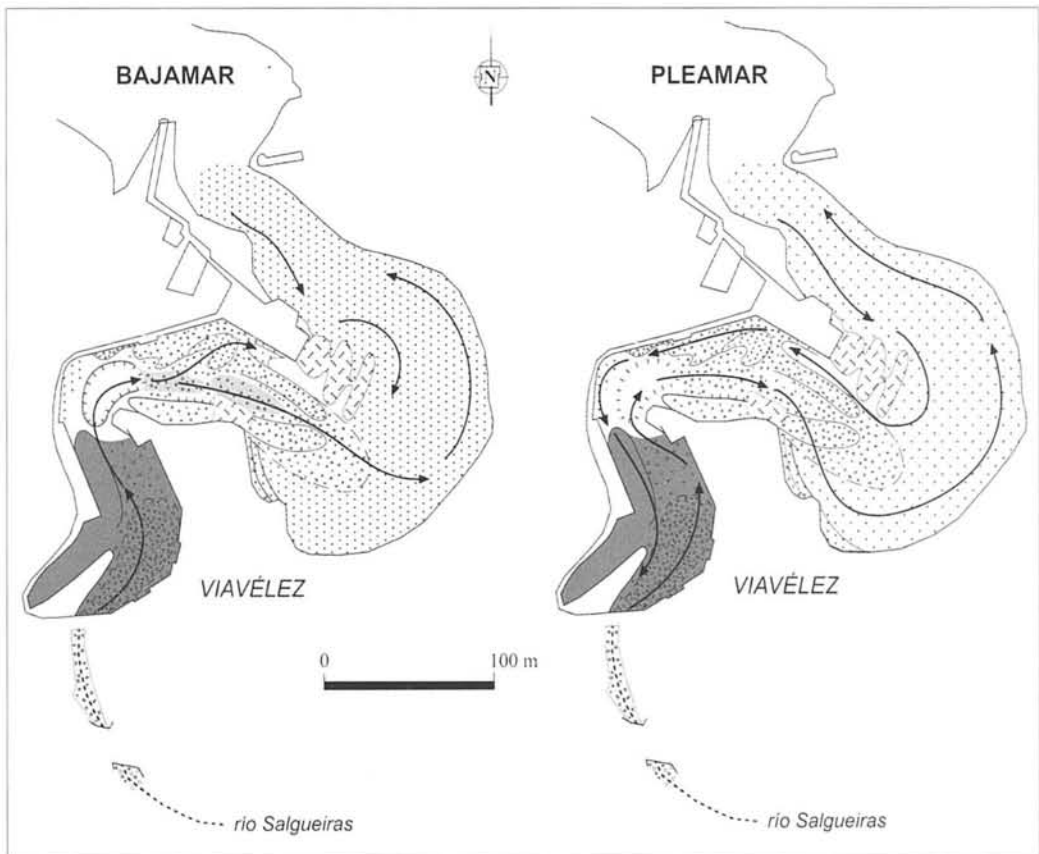


Figura 4. Dinámica simplificada del estuario Viavélez durante la bajamar y la pleamar.

3. Aspectos dinámicos

Estos estuarios desarrollan un comportamiento dinámico relativamente simple, pudiéndose deducir los movimientos sedimentarios a partir de la distribución sedimentaria general en sentido longitudinal, de las estructuras morfosedimentarias de mayor entidad, en este caso de las barras horquilladas y de estructuras sedimentarias menores. En cualquier caso, las texturas y composiciones de los sedimentos contribuyen de forma notable a este análisis deductivo.

Para el caso de Viavélez, se han separado dos momentos dinámicos en relación con los ciclos mareales: pleamar y bajamar (Fig. 4), mientras que en Ortiguera es posible incluir las fases intermedias entre éstas, como son las medias mareas ascendente y descendente (Fig. 5).

En Viavélez, durante las bajamareas se activan los canales con un funcionamiento típicamente fluvial y fundamentalmente la gran barra horquillada, en la que los lavados de las fracciones arenosas pasan a incorporarse a los fondos arenosos de la Bahía externa. En ésta se produce un refluo dominante por el borde oriental y la intrusión de agua salina por el occidental, debido al efecto de Coriolis. Durante las pleamares, esta doble tendencia se mantiene hasta el punto de que los flujos mareales se adosan por todo el costado izquierdo del estuario, activando barras arenosas, algunas de tipo horquillado (Fig. 4). Las playas estuarinas se ubican en la margen izquierda más interna del prisma arenoso, donde penetran los oleajes residuales desde la bocana. Todo apunta a que se producen aportaciones de fracciones groseras en avenidas desde el Canal superior y el propio lecho fluvial, que pasan a formar parte de las fracciones fangosas de la Llanura.

En el estuario de Ortiguera, el conjunto morfosedimentario es algo más complejo, ya

que son mucho más importantes las playas estuarinas. Se diferencia un conjunto mejor desarrollado en el extremo septentrional, situado frontalmente a la incidencia de los oleajes externos sobre el estuario, en que se cumple la distribución de Bluck (1967): berma supramareal con clastos mayores predominando los de forma discoidal, que pasa a un talud de mayor pendiente con clastos menores y estructuras imbricadas, una franja inferior de infiltración con asentamiento de fracciones arenosas y, en la franja inferior intermareal, los mayores clastos posibles con formas preferentes de disco-bastón. El conjunto interno se desarrolla en la margen izquierda del canal fluvio-mareal, disponiéndose los clastos exclusivamente pizarrosos con tamaños mayores en la parte alta intermareal que disminuyen paulatinamente hacia el canal y están ordenados según una imbricación por corrientes de llenante, según se refleja en la Fig. 3. Los clastos del canal son mayores y muestran una imbricación de vaciante.

Durante la media marea ascendente, los flujos penetran por el costado izquierdo de modo que las mayores intensidades de corriente activan los clastos imbricándolos aguas arriba, mientras que los reflujos se conducen por el contrario, debido al efecto de Coriolis. Durante la pleamar, los oleajes internos promueven una banda imbricada en el límite superior. Hacia y en la media marea descendente, los reflujos intensos.

4. Conclusiones

Los estuarios de arroyos costeros están deficitariamente rellenos, con el mayor volumen sedimentario hacia la cola y el mejor desarrollo en la zona geomorfológica de la Bahía, donde se genera un segmento interno emergido en bajamareas sobre el que se construye una gran barra horquillada y otro sumergido, principalmente arenoso. Las

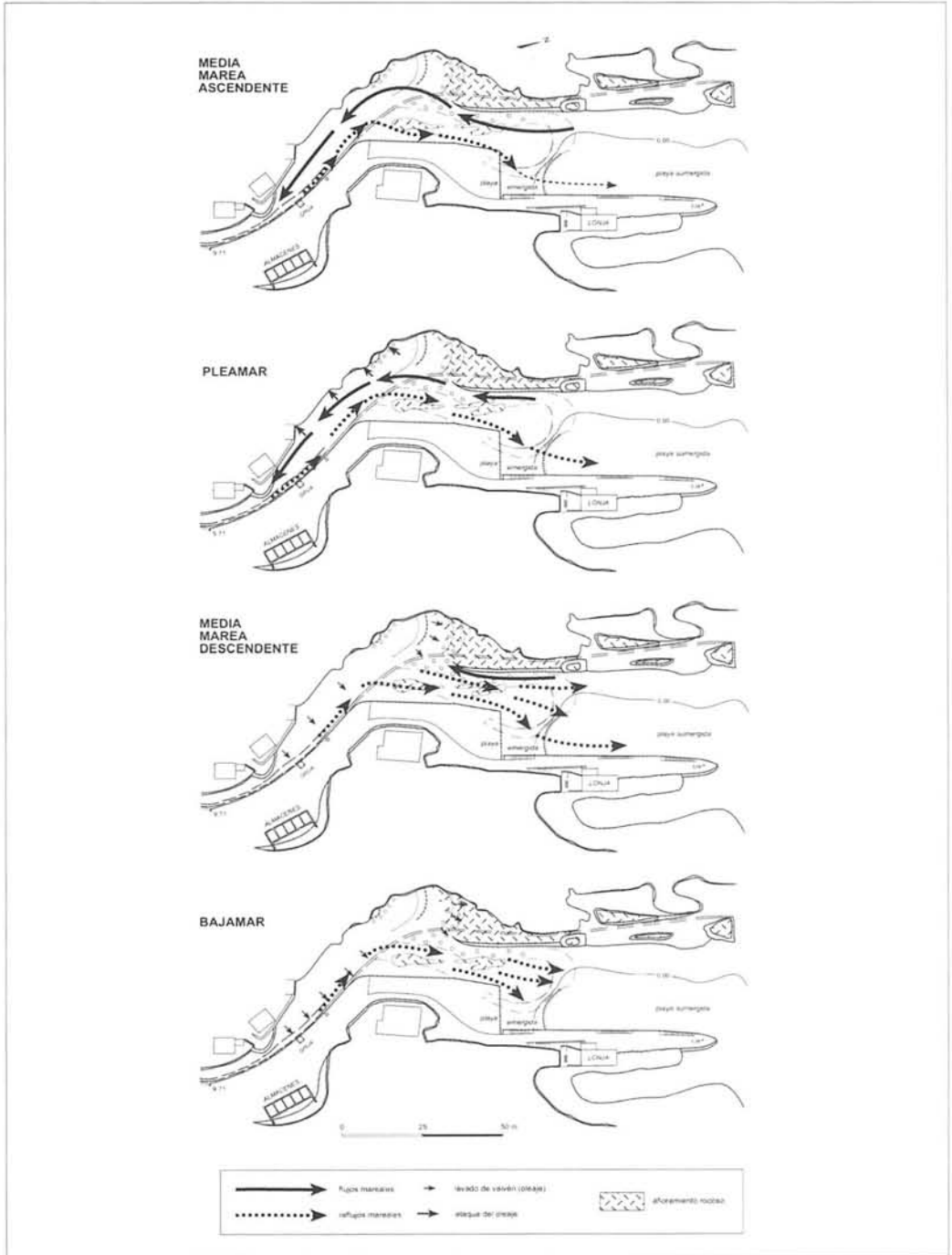


Figura 5. Dinámica simplificada del estuario de Origuera para las fases de la media marea ascendente, pleamar, media marea descendente y bajamar.

dinámicas están relacionadas estrechamente con los ciclos mareales; las llenantes propician la activación de playas estuarinas y la imbricación de gravas y cantos aguas arriba con corrientes de entrada por el lado izquierdo y vaciantes durante las que el reflujo se concentra para activar las barras horquilladas, desarrollando corriente de extrusión por el costado derecho. Los lavados de las fracciones arenosas (finas en Viavélez y gruesas en Ortiguera) se estabilizan en la Bahía externa siempre en posición sumergida por el déficit de volumen.

Bibliografía

BLUCK, B.J. (1967). Sedimentation of beach gravel: examples from South Wales *J. Sed. Petrol.*, nº 37, págs. 128-156.

FLOR, G. (1980). Los carbonatos biogénicos del área intermareal de playa en relación con la geografía y dinámica costeras. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.)*, nº 78, págs. 275-289.

FLOR, G., DEL BUSTO, J. A. y FLOR BLANCO, G. (2006). Morphological and sedimentary patterns of ports of the Asturian region (NW Spain). *Journal of Coastal Research SI*, nº 48, págs. 35-40.

*Características
morfológicas y
sedimentarias de la playa
artificial de Poniente
(Gijón, Asturias).
Evolución 1995-2004*

Germán S. Flor Rodríguez

Profesor Titular de Universidad
Departamento de Geología
Universidad de Oviedo

Germán Flor Blanco

Becario Doctorando
Departamento de Geología
Universidad de Oviedo

Rodrigo Escribano Balín

Ánade Recursos Naturales
C/ Rafael Gallego Sainz, 12, 4º D
33012 Oviedo

CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS Y SEDIMENTARIAS DE LA PLAYA ARTIFICIAL DE PONIENTE (GIJÓN, ASTURIAS). EVOLUCIÓN 1995-2004

Germán S. Flor Rodríguez
Germán Flor Blanco
Rodrigo Escribano Balín

RESUMEN: La playa arenosa de Poniente, construida como una playa confinada entre diques artificiales, ha evolucionado como una playa reflejante, caracterizada por el desarrollo de una barra supramareal en los 2/3 centrales de la playa y un frente inter-supramareal de cierta pendiente, suavizado hacia los extremos laterales, el occidental más protegido. Asimismo, los vientos del NE y NO han generado campos de dunas en ambos extremos de la playa, disminuyendo el espacio original a medida que el oleaje ha removilizado las áreas más internas.

PALABRAS CLAVE: arenas, morfología, estructuras sedimentarias, playa, evolución, Poniente, Gijón.

ABSTRACT: Sandy Poniente beach was built as an embayed beach between breakwaters. It has evolved as a reflective beach, characterised by the formation of a supratidal bar that occupies two-thirds of the central area and a relatively steep inter-supratidal talus that only tails off towards the lateral sides and is more sheltered on the western side. The NE and NW winds have also created several aeolian dunes at both ends of the beach and the original surface is decreasing as waves remodel the innermost areas.

KEY WORDS: Sands, morphology, sedimentary structures, beach, evolution, Poniente, Gijón.

1. Introducción

La playa de Poniente (Gijón), también denominada de Natahoyo, es una playa totalmente artificial, rellena con unos 380.000 m³ de sedimentos de arenas medias conchíferas ($D_{50} = 0,40$ mm), entre diques curvos laterales, mayoritariamente desarrollada sobre los espacios inter y supramareal, que culminaba inicialmente, en 1994, la cota de +6,0 m. Ocupa una

superficie arqueada de 60.000 m² sobre una longitud máxima de 818 m y anchuras variables desde 50 m a 75 m (Fig. 1). Está ubicada en una bahía natural al abrigo del cabo de Torres, sito en el área occidental, donde se ha construido el puerto de El Musel, que incrementa el grado de protección a los oleajes dominantes del NO. Las mareas son semidiurnas y con rangos medios (2-4 m).

Se han realizado estudios previos de carácter morfológico (cartografía geomorfológica y perfiles transversales) y sedimentario (cartografía de estructuras sedimentarias superficiales, granulometrías y composición, mapas de isolíneas paramétricas) en 1995, 1996, 1998 y 1999 (Manuz, 1995, Flor *et al.*, 1996, Escribano, 2004) como parte de un proyecto de seguimiento que permita adquirir la experiencia suficiente en la evolución de este tipo de medios costeros implantados como

mejora de la fachada litoral y, obviamente, como oferta a los usuarios. En el 2004, se ha procedido a una reconstrucción topográfica detallada a intervalos de 20 cm en altura sobre la que se han obtenido las morfologías oportunas.

En este trabajo, se incluyen las cartografías morfológicas de cada uno de los registros al objeto de establecer la secuencia evolutiva de esta playa que, a su vez, permita establecer la dinámica sedimentaria del conjunto.



Figura 1. Vista aérea oblicua de la playa de Poniente a la derecha, construida entre diques curvos que le confiere una planta típicamente arqueada. Al fondo la ciudad de Gijón (distancia entre la bocanada definida por los dos diques es de 325 m).

2. Cambios morfológicos

El confinamiento mediante diques curvos (Fig. 1) junto con el material arenoso tan grosero ha condicionado que la playa derivara en una morfología relativamente simple, representada por un talud de cierta pendiente en la mitad externa de la playa, disminuyendo exponencialmente desde la parte alta hasta el borde de las bajamares y hacia ambos costados.

Los perfiles transversales muestran la barra supramareal que constituye el elemento morfológico más relevante y el que experimenta los cambios más importantes (Fig. 2). La mitad superior meridional,

orlando la mayor parte de la playa, representa una barra con su cresta culminante y una superficie subplana suavemente inclinada hacia tierra (berma).

La geometría inicial de esta playa, de acuerdo con el proyecto redactado por Losada *et al.* (1992), fue materializada como un prisma de techo plano culminante en la zona supramareal en la cota de +6,0 m respecto al «0» del puerto de El Musel (muy aproximadamente -2,0 m del oficial topográfico). El talud arenoso hacia el mar podía descomponerse en una franja más estrecha supramareal con mayor pendiente y otra intermareal de menor anchura y más suave.

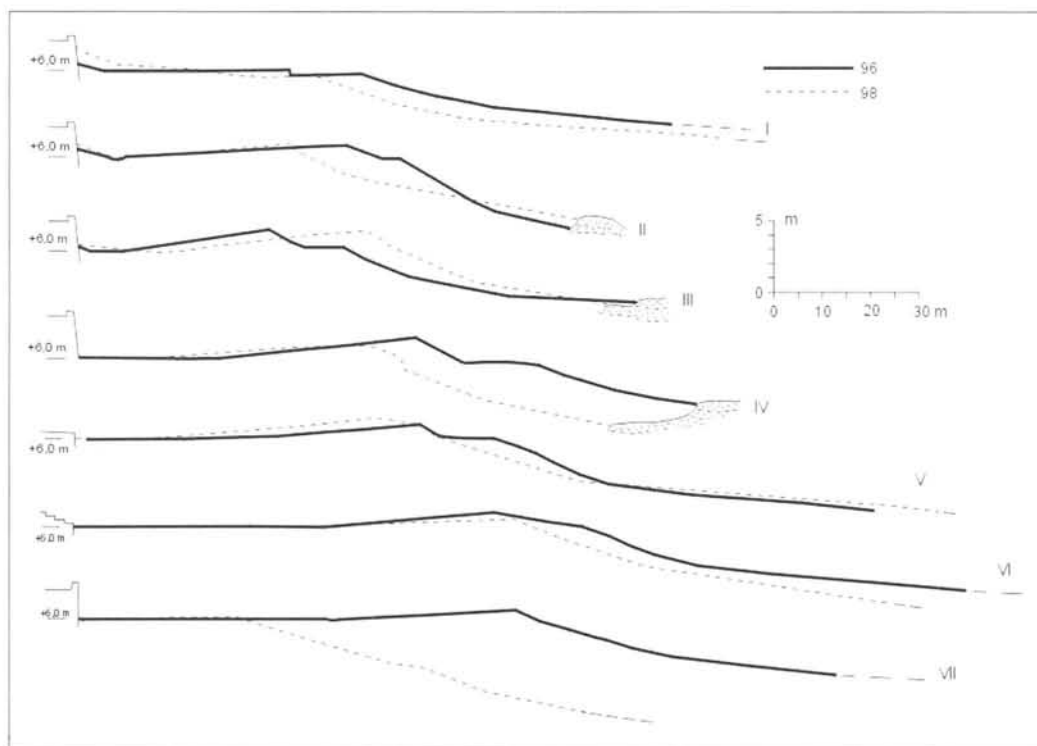


Figura 2. Contrastes entre perfiles transversales de los años 1996 y 1998 (I en el costado occidental y VII en el oriental, intercalados cada 130 m). Se evidencia la barra supramareal a lo largo de la playa y el segmento intermareal disminuyendo la pendiente exponencialmente hacia la bajamar.

Los sucesivos muestreos realizados han permitido evidenciar cambios sustanciales, tanto de largo plazo, como de carácter estacional (1995, 1996 y 2004 para oleajes de calma; 1998 y 1999 de tormenta), entre los que cabe incluir el manejo antrópico como mantenimiento o acondicionamiento de la playa para el uso estival.

Durante pleamares vivas y alguna agitación del oleaje, la geometría inicial fue construyendo paulatinamente una barra supra-mareal, con la consiguiente berma amplia

hacia tierra, mientras que la franja correspondiente al talud intermareal, quedaba dividida en dos bandas; la superior de gran pendiente en que se generaban marcas de arroyada («rill marks») muy incisivas y la inferior algo más ancha con marcas de tipo trenzado. En el costado occidental, se produjeron las primeras colonizaciones de organismos, siendo los Anélidos filiformes los pioneros con sus trazas superficiales (Fig. 3).

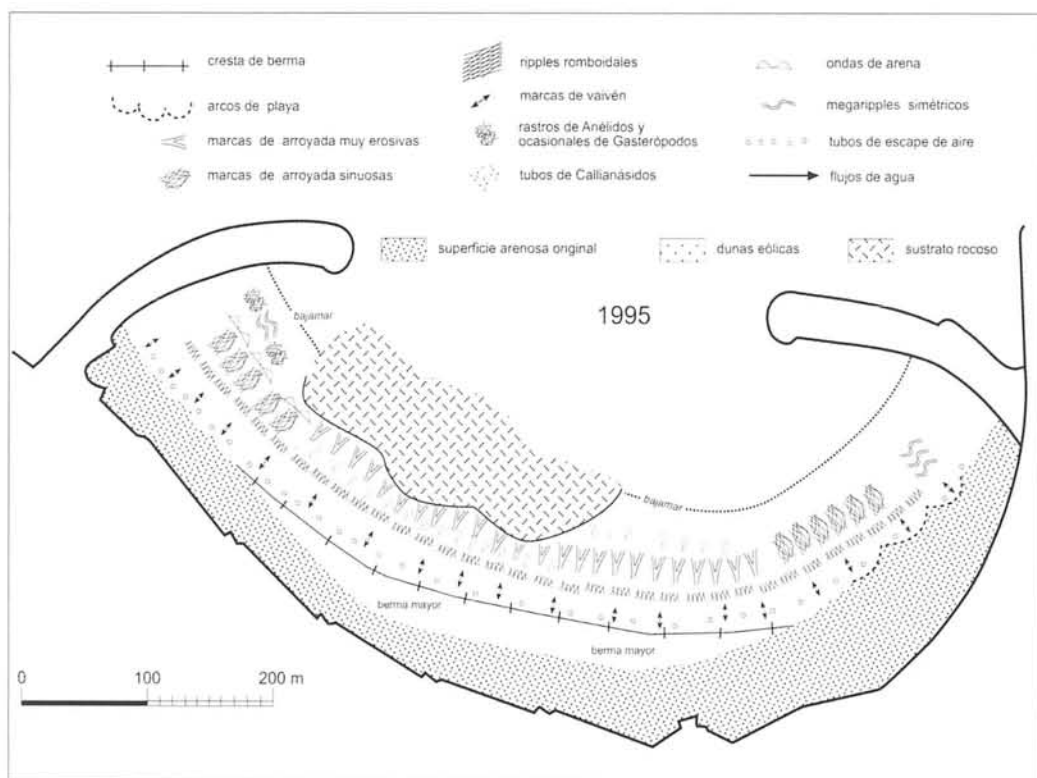


Figura 3. Cartografía geomorfológica de la playa de Poniente en 1995, unos meses después de su creación.

En el oriental, se generan muy habitualmente arcos de playas («beach cusps») de dimensiones métricas a decamétricas. En la parte alta del talud, adonde llegan los vaivenes en pleamar, se forman las típicas marcas de vaivén («swash marks») como concentraciones milimétricas acintadas de restos con la convexidad hacia tierra, entrecruzándose irregularmente, y una banda continua (10-15 m de anchura) de agujeros de escape de aire, sucediéndole playa abajo otra banda, de igual dimensión con desarrollo de ripples romboidales pequeños. En el cambio de pendiente, que favorece el afloramiento del agua freática embebida en la pleamar anterior, se producen las marcas muy erosivas de arroyada, las cuales evolucionan hacia la bajamar, con la disminución de la pendiente, a otras más tenues y extensas de tipo trenzado.

En el control de 1996 (Fig. 4), que ha coincidido con la construcción de una barra menor de pleamares vivas, una estructura efímera cuya extensión coincide casi con la supramareal, la playa ha adquirido un cierto equilibrio dinamo-sedimentario en todo el frente intermareal con pendientes regularizadas que permiten el desarrollo de marcas de arroyada trenzadas. Se han generado las primeras dunas remontantes por vientos del NE en el borde occidental y se han abierto sendos canales en ambos extremos de la barra principal. Ésta muestra una cierta disposición arqueada en planta, reproduciendo a modo de grandes arcos de playa, a los que se superponen otros de menor magnitud en el costado oriental.

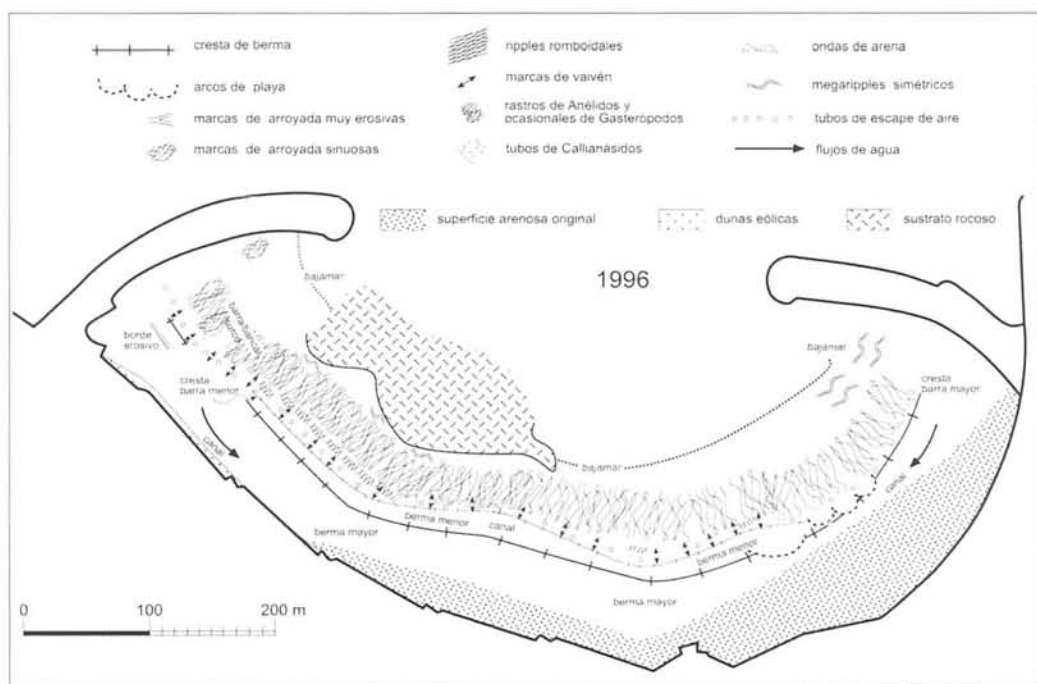


Figura 4. Cartografía geomorfológica de la playa de Poniente en 1996, representativa de un episodio de calma, después de algo más de un año de su construcción.

En el registro de 1998, propio de condiciones de tormenta (Fig. 5), queda muy poco de la superficie original y la barra supramareal ha consolidado su ubicación, aunque variando estacionalmente sus dimensiones. El talud intermareal ha suavizado su pendiente en exclusiva con marcas de arroyada trenzadas, el costado occidental sirve de asiento para una gran actividad de comunidades de Anélidos y Callianásidos (esto también en el costado oriental) y se han generados dunas remontantes por vientos del NE en la parte occidental y transversas por componentes del NO en el oriental, éstas más voluminosas.

Este episodio de tormenta muestra la formación de un talud erosivo en la parte alta supramareal, muy próximo a la cresta de la

berma, sobre la que se han reproducido en cifras (centímetros) los desniveles verticales del ribete erosionado. Al coincidir el muestreo con pleamares vivas, se ha podido registrar una barra reducida en posición centrada. En ambos costados se construyen en la franja intermareal inferior, sendos conjuntos de barra/canal («ridge/runnel»), propios de condiciones disipativas a lo que se suma la mayor infauna de Callianásidos, en este momento restringida al costado occidental.

El canal supramareal occidental sigue teniendo actividad, lo mismo que las dunas remontantes que continúan recibiendo aportes arenosos por vientos del NE. Como en el caso anterior, la superficie plana original de la playa disminuye al producirse invasiones periódicas irregulares de flujos

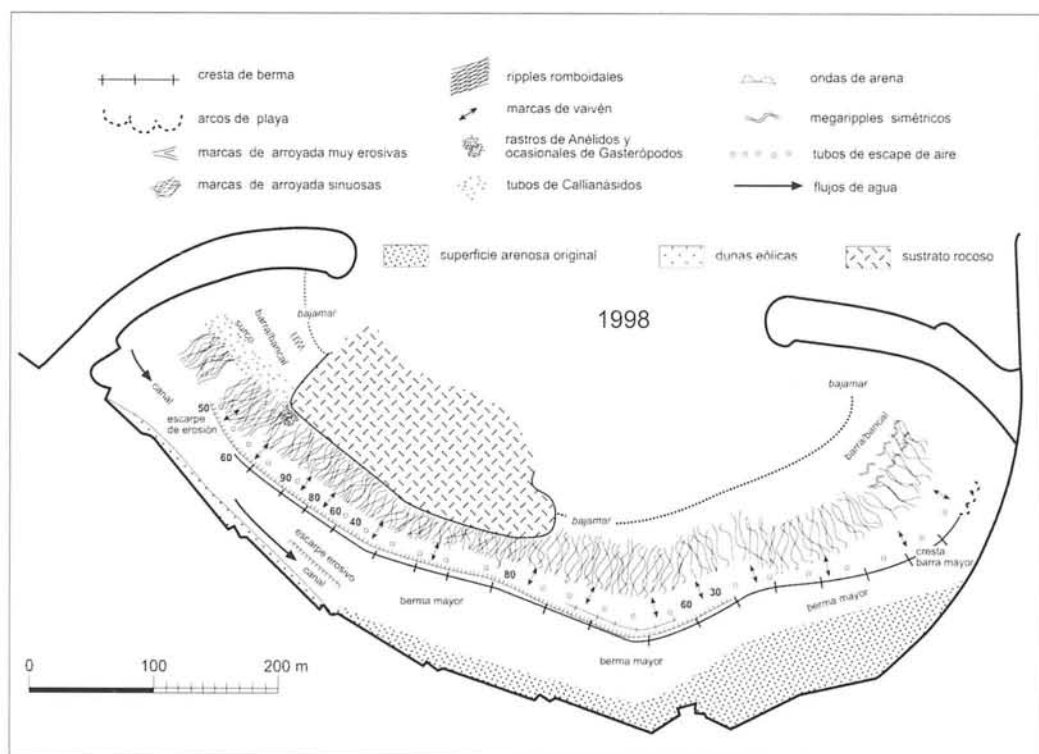


Figura 5. Cartografía geomorfológica de la playa de Poniente en 1998, representando condiciones de tormenta.

laminares por oleajes de tormentas que rebasan la cresta de la berma mayor y las incursiones laterales. La tendencia general es a una mayor extensión en anchura de los costados occidental y oriental, con la correspondiente menor pendiente y tamaños de grano inferiores.

Nuevamente representando oleaje de tormenta, en el registro de 1999 (Fig. 6) se consolida una barra supramareal con su berma, ahora con una traza dividida en tres segmentos, el central más extenso y alineado en dirección E-O, mientras que el occidental y oriental (el menor) se ajustan más o menos a la forma arqueada de la playa. Se detecta la construcción de una barra de pleamar viva, mejor desarrollada en el costado occidental. También se mantienen e incluso se incrementan las mayores anchuras de los

costados occidental y oriental, en este episodio con una mayor bioturbación, tanto por anélidos y Callianásidos, como por las trazas superficiales de aquéllos. Aunque las dunas remontantes occidentales experimentaron una ligera erosión por tormentas, siguen ocupando áreas cada vez más amplias hacia el centro de la playa; pero a lo largo de este año, se ha construido un campo dunar en el borde oriental, representado por una duna transversa, que hacia el centro pasa a una duna eco muy estrecha (no más de 2 m de anchura y unos pocos centímetros de altura); también los vientos del SSO han barrido la franja oriental y, una vez rebasado el anclaje del dique E, se han sedimentado para formar una playa muy pequeña que se cubre durante las pleamares.

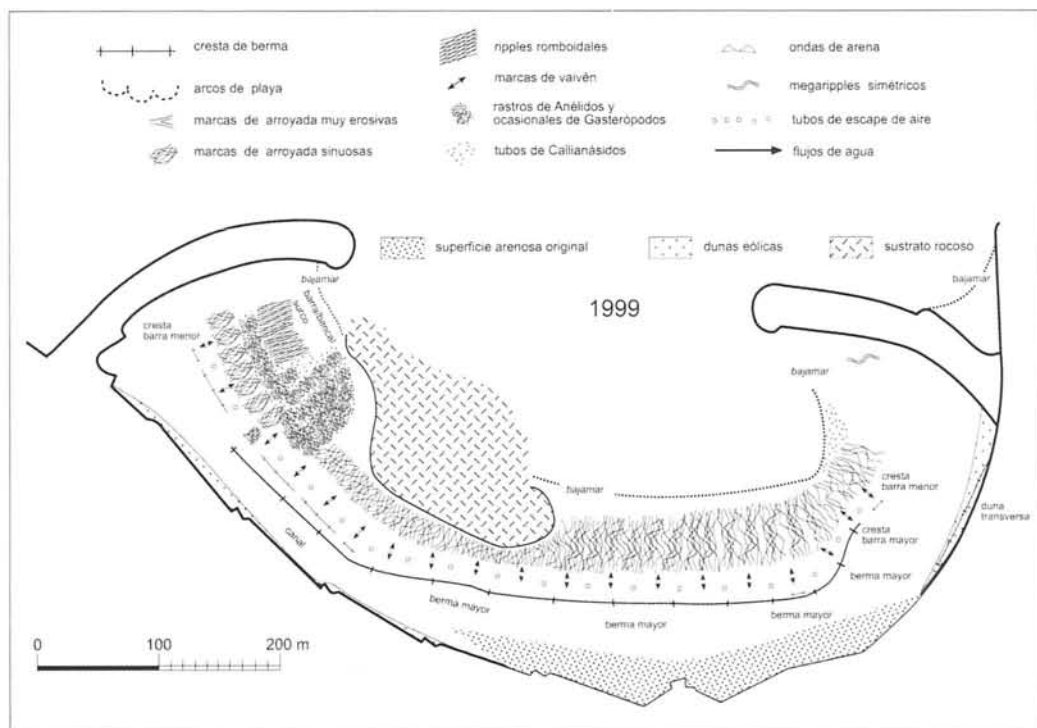


Figura 6. Cartografía geomorfológica de la playa de Poniente en 1999, representando como en 1998, condiciones de tormenta.

El último control realizado en el año 2004 es característico de un período de calmas y muestra la playa con una barra supramareal de cresta regularizada (Fig. 7). La profusión de estructuras orgánicas en la zona occidental de la playa sugiere la existencia de condiciones de menor energía de oleaje. Las entradas de oleajes de tormenta se llevan a cabo por la porción central y por los costados, aprovechando en estos últimos la menor pendiente. El transporte eólico sigue incrementando las dimensiones de las dunas.

Aunque se ha creado en una costa de baja energía de ola, la playa se comporta como reflejante, tendiendo las arenas finas a desplazarse hacia ambos costados para desarrollar segmentos disipativos, el occidental

más protegido y el oriental algo más expuesto (Fig. 8).

3. Conclusiones

La playa de Poniente (Gijón) está sometida a episodios cíclicos de calma (más prolongados) y de tormenta que han supuesto un cambio sustancial en su morfología desde su creación hasta la actualidad, consecuencia directa de la removilización sedimentaria.

A largo plazo, esta playa se ha consolidado como una playa arenosa entre promontorios con planta arqueada, en la que los 2/3 centrales se comportan como re-

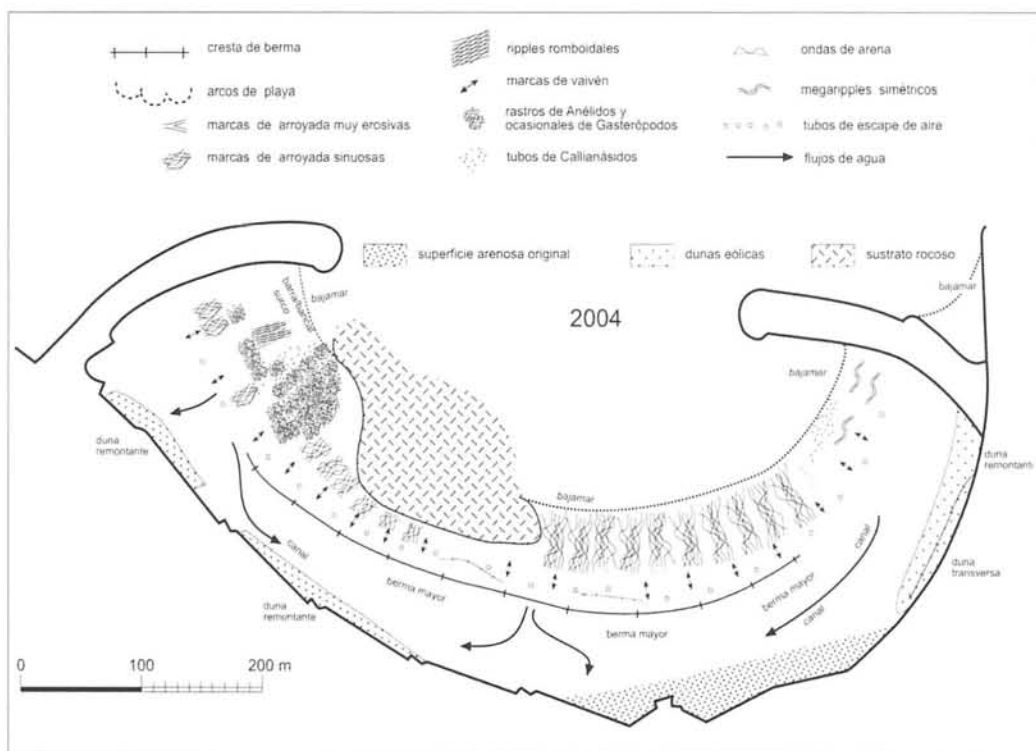


Figura 7. Cartografía geomorfológica de la playa de Poniente en 2004.

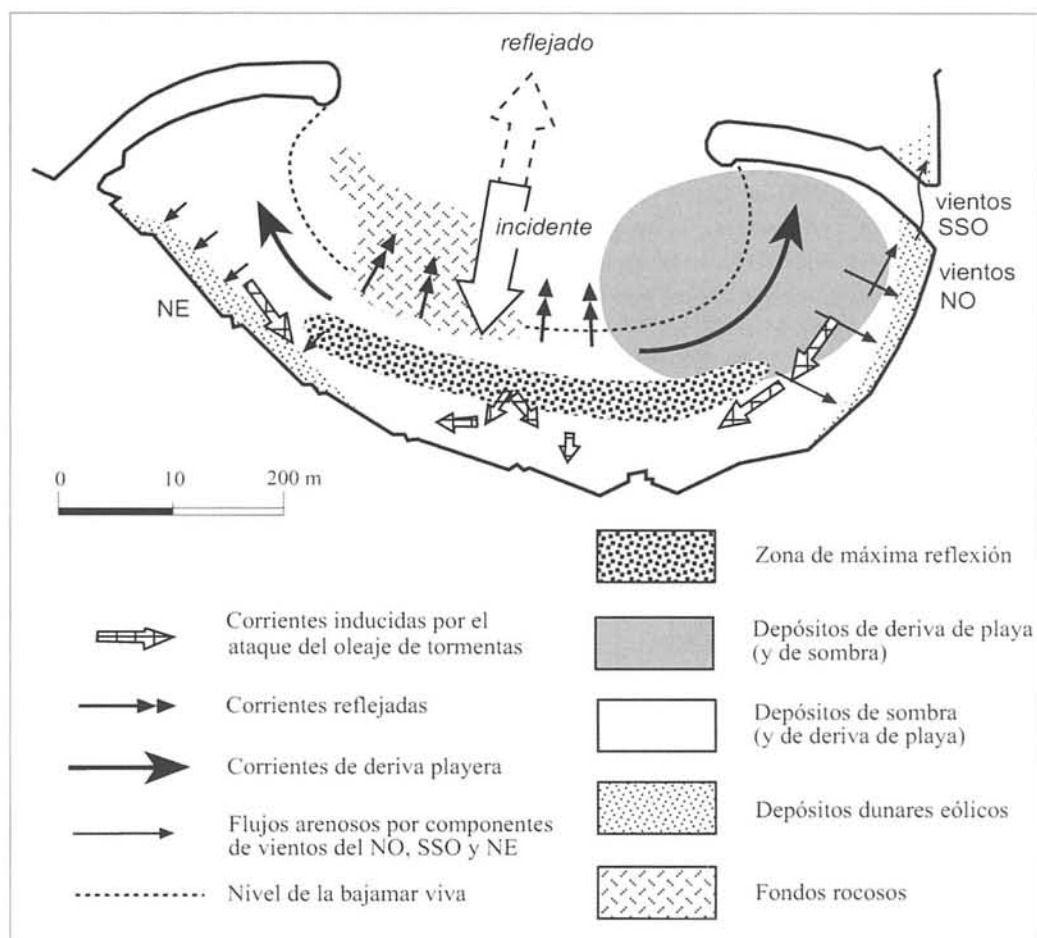


Figura 8. Modelo conceptual de la dinámica sedimentaria para la playa de Poniente basado en los datos morfológicos obtenidos desde 1995 a 2004.

flejantes, construyéndose una barra supra-mareal con la cresta y berma correspondientes. Los costados oriental y occidental son disipativos, caracterizados por una anchura mayor, a veces con un sistema de barra/canal en la franja intermareal inferior y numerosas estructuras orgánicas, la occidental mejor desarrollada por tratarse de un área de sombra más efectiva. Se han generado dunas, principalmente, remontantes en ambos costados por vientos del NE

(occidentales) y del NO (orientales, que son de mayor magnitud y también de tipo transversal).

4. Agradecimiento

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a Jorge Guillen Aranda quien, con su evaluación ha mejorado, sensiblemente nuestro trabajo.

Bibliografía

FLOR, G., MANUZ, A. y FERNÁNDEZ-VALDÉS (1996): Seguimiento ambiental de la playa artificial de Poniente (1.994-1.995) en Gijón (Asturias, N de España). *Resumes. Cinqüième Colloque International d'Océanographie du Golfe de Gascogne*. La Rochelle (Francia).

LOSADA, M. A., MEDINA, R., VIDAL, C., LOSADA, I., MARTÍN, F., ROLDÁN, A. y SILVA, R. (1992): *Diseño de la Nueva Playa de Natahoyo, Gijón. Bases, Método y Alternativas*. Informe Interno de la Junta del Puerto de Gijón. Gijón. 138 pp.

MANUZ, A. (1995): *Aspectos Dinámicos y Sedimentológicos de la Playa de Poniente*. Proyecto de Licenciado en Marina Civil (Sección Náutica) (inédito). Escuela Superior de la Marina Civil de Gijón. Universidad de Oviedo.

ESCRIBANO, R. (2004): *Características morfológicas y sedimentarias aplicadas al seguimiento ambiental durante tres controles (años 1996, 1998 y 1999) en la playa de Poniente (Gijón)*. Trabajo de investigación (inédito). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

*Geomorphological
Environment: Dunes in
Agrigento Coast*

Vincenzo Liguori

Dipartimento di Ingegneria
Strutturale e Geotecnica
Facoltà di Ingegneria
Università degli Studi di Palermo
liguori@diseg.unipa.it

Giorgio Manno

Dipartimento di Ingegneria
Strutturale e Geotecnica
Facoltà di Ingegneria
Università degli Studi di Palermo

Francesco Caruso

Dipartimento di Ingegneria
Strutturale e Geotecnica
Facoltà di Ingegneria
Università degli Studi di Palermo

GEOMORPHOLOGICAL ENVIRONMENT: DUNES IN AGRIGENTO COAST

Vincenzo Liguori
Giorgio Manno
Francesco Caruso

RIASSUNTO: La fascia costiera di San Leone (Agrigento-Sicilia), è costituita da una spiaggia sabbiosa delimitata verso terra da un complesso dunale di particolare pregio. L'assetto geomorfologico di questo litorale è stato influenzato dal forte grado di antropizzazione del luogo. La fascia costiera nel tempo ha subito degli avanzamenti e arretramenti. Sono stati quindi analizzati e proposti alcuni rimedi, mirati alla ricostruzione, al mantenimento e alla difesa della duna.

ABSTRACT: The coastline of San Leone (Agrigento) is characterised by sandy beaches delimited on the interior by a particular dunal complex. The geomorphological aspects of this coast have been influenced by a high degree of site anthropization and undergone advances and regressions over time. Several recommendations for reconstructing, maintaining and defending the dunes are proposed and analysed.

KEY WORDS: Coastal environment, dunes, coastal geomorphology.

1. Physical environment

San Leone (Agrigento) coastline is included between the mouth of the Akragas river (also known as San Leone river) and the mouth of the Naro river. San Leone coastline belongs to the physiographic unit 10. This area has a hilly morphology and it is localized in south-west Sicily, confining with the Mediterranean Sea. The coastline is long approximately 5.6 Km and its geographic disposition is in the direction NW/SE.

Behind the coastline, from west to east, we find the seaside resort of San Leone, which extends from the mouth of the Akragas River until the so-called zone «Ragno d'oro», where the «Viale delle dune» originates, path that skirts almost the whole shoreline taken into consideration and that ends, in its turn, in the called area «Le Dune». This zone is adjacent to the Lido Cannatello (bathing place), near to the mouth of the Naro river.

San Leone coastline is well linked up with the chief town Agrigento. The roads

that link up Agrigento with San Leone are: Francesco Crispi street, provincial road N°4 and Emporium avenue. In this treatment, the coastal physiographic unit has been chosen as territorial level of analysis, or rather that littoral strip in which the movements of sediments are delimited and where there are no exchanges with other adjacent

physiographic units. Thanks to this scale, it is possible to analyse in detail the development effects of the dynamics coastal.

In the figure 1 there are shown the 21 physiographic units into which the Sicilian shorelines has been divided, figure 2 describes the studied area.

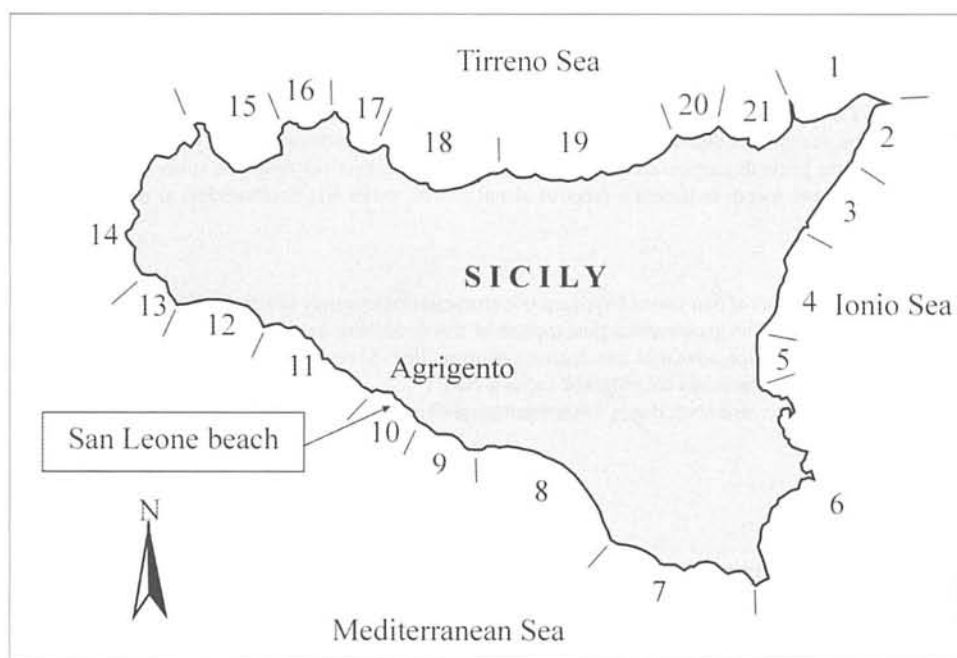


Figura 1: The 21 physiographic units: 1) Milazzo - Capo Peloro; 2) Capo Peloro - Scaletta Zanglea; 3) Scaletta Zanglea - Giardini; 4) Giardini - Porto di Catania; 5) Porto di Catania - Punta Castelluzzo; 6) Punta Castelluzzo - I. delle Correnti; 7) I. delle Correnti - Punta Braccetto; 8) Punta Braccetto - Licata; 9) Licata -Punta Bianca; 10) Punta Bianca - Capo Rossello; 11) Capo Rossello - Capo San Marco; 12) Capo San Marco -Punta Granitola; 13) Punta Granitola - Capo Feto; 14) Capo Feto - Capo San Vito; 15) Capo San Vito - Capo Rama; 16) Capo Rama - Capo Gallo; 17) Capo Gallo - Capo Mongerbino; 18) Capo Mongerbino - Cefalù; 19) Cefalù - Capo D'Orlando; 20) Capo D'Orlando - Capo Calavà; 21) Capo Calavà - Milazzo.

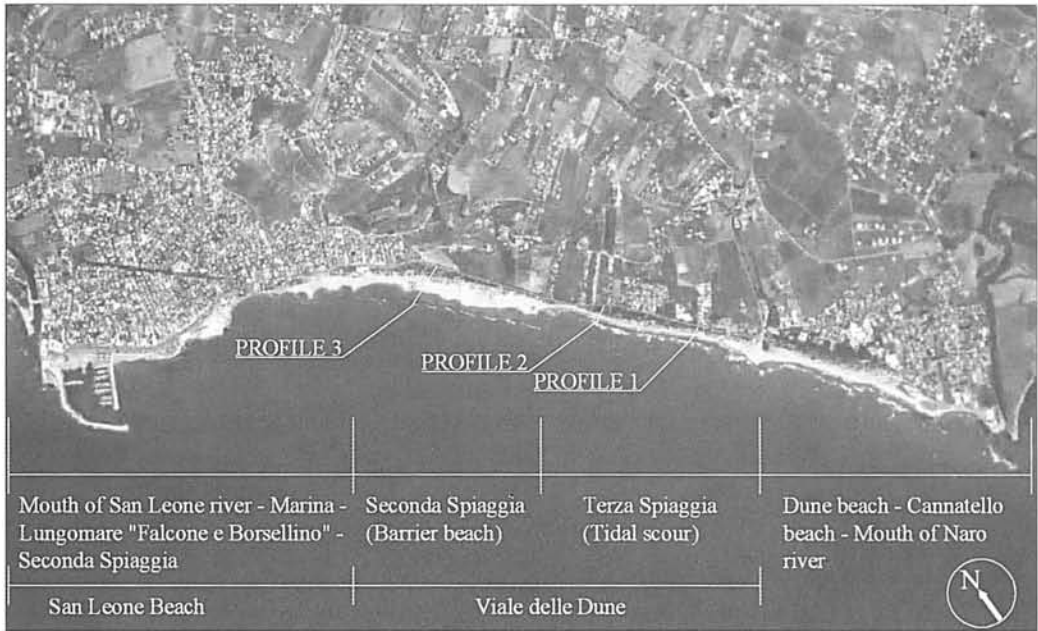


Figura 2. The San Leone coastline (Agrigento)

2. San Leone (Agrigento) geology

The area is characterized by Plio-Pleistocene lands with different features (incoherent, pseudo-coherent and lithoid). Among the genetic mechanisms that have determined their formation, a very important role has been played by the processes of sea advance and regression that has produced the sedimentation of sand stone and sand in heteropy with marly clays (Fm of Agrigento).

These genetic mechanisms have brought to the formation of lands clayey, slimy and of conglomerates pertaining at the marine terrace. This terrace is wide inside in outcrop in the coastal area of Agrigento. In particular, the coast that precedes the inhabits place of San Leone and Cannatello is characterized geologically by incoherent lands pertaining

to «marine terrace» and dune shorelines. The geologic context is invariable also towards east, in C.da Cannatello, where the area occupied from the dunal sandy sediments becomes really denser. These sediments are overlapped to the alluvium typical of the Naro River's mouth. The nature of the sediments, after flowing into the sea, is strictly linked up with the petrography characteristics of the rocks outcropping, inside the river basins. The superficial waters transport sediments into the sea, allowing their distribution along the coast. It can be affirmed that the lithological successions typical of the basins of Agrakas river and Naro river, are constituted of clayey formation (Tertiary). These sediments are covered in some parts from lands of the evaporitic series («Gypseous Sulphurous

Serie» –middle– upper Messinian). We have executed drawing of samples of sediments both from the emerged shore (to 5 meters

from the shoreline and 30 cm deep) and the submerged shore (through 5 m deep submersion).

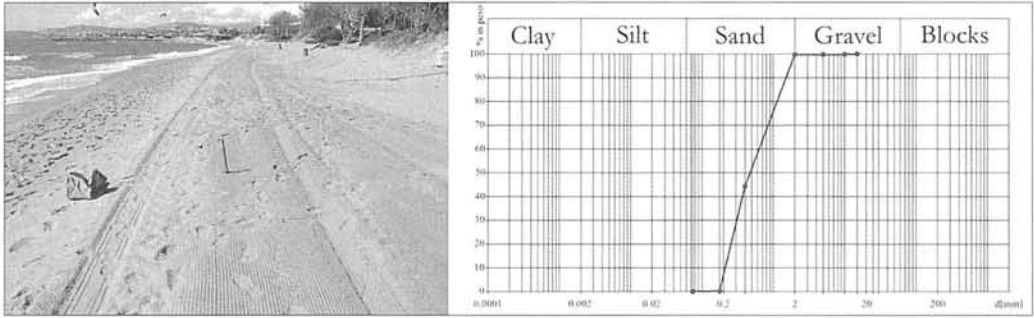


Figura 3. a) sampling along Terza beach; b) granulometric curve

The depth value has been chosen equal to 5 m because that value is equal to the «depth of closing». Beyond this value the samplings, repeated year after year, do not show variations in the bathymetric.

Figure 3b and 4b illustrate the granulometric curves of the samples drawn near the «Third beach» (fig. 3a) and offshore (fig. 4a) being considered as representative of the average shoreline conditions.

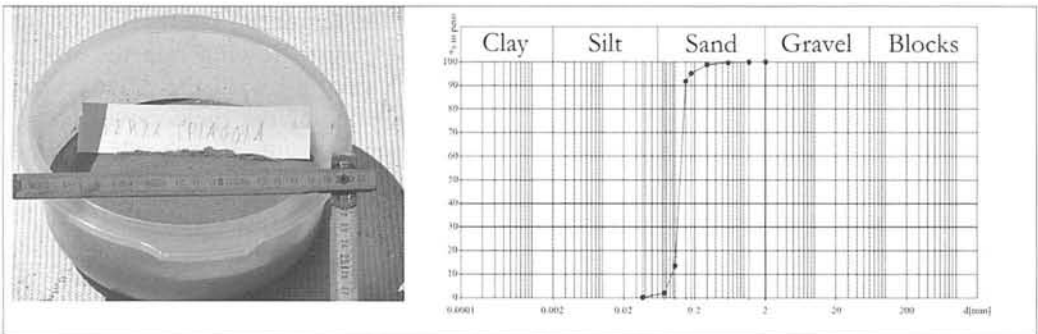


Figura 4: a) sample drawn offshore Terza beach at a distance of about 500m from the shoreline and at a depth of 5 m; b) granulometric curve.

From the granulometric curves that have been made, it has emerged that the D_{50} of the samples drawn on land is on average of 0,4mm, while which one of the samples drawn on the submerged shore is of 0,13mm. In both cases the curves indicate that drawn samples are sand.

Images of the samples previously mentioned have been acquired (besides fig. 5a and 5b) through electronic microscope and acquired through digital telecamera, allowing to analyze the geometric aspects of the shape of clastic elements.

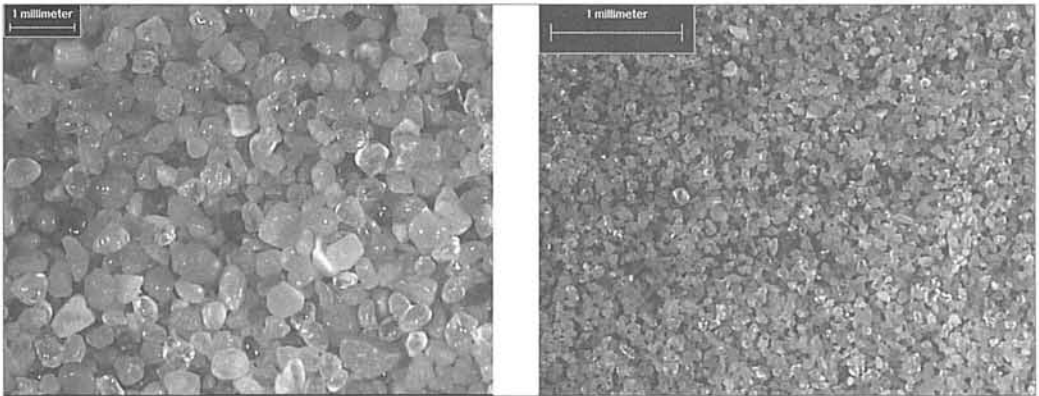


Figura 5: a left) samples drawn in the emerged beach; b right) samples drawn in the flooded beach.

From the analysis of these images, it has emerged that the clastic elements which form the samples have mostly spherical shape and they show an elevated degree of rounding. The superficial weaving of grains is glittery, opaque and carved. Yellow ochre, white and the grey are the principal colours. The granular components are calcite and quartz (in traces). Fossiliferous microfauna is absent both in the samples drawn on the emerged shore and on the sunken one. This study shows how the fundamental difference between the samples drawn on the emerged beach and on the submerged one is almost exclusively a dimensional difference.

3. Geomorphological environment

The coast consists of sandy beaches limited in the inner side by rock slopes or alluvial plains. Morphologically, the territory along the coast area is characterized by a landscape with very soft and bland shapes, imposed by the presence of Plio-Pleistocene outcropping sedimentary lands with clayey-arenaceous matrix. It is possible to find the presence of remarkable sub-level surfaces produced by the erosive-sedimentary processes dues to the sea transgressions in the hinterland, which have strongly moulded the country plain. The

coastal dunes that we meet along this shore are formed by the sand transported by the wind from the surface of the beach. They constitute an element of transition between the beach and the hinterland. In the backing shores the eolic deposits can miss or if not, they show signs of erosion at the basis and the vegetation on the external side results often with the roots exposed, as it happened along the coastline subject of the study, precisely along «Terza Spiaggia» (fig. 6a), and the «Spiaggia delle dune».

Well defined geometric elements as enclosures or buildings along St. Leone coastline, provoke often an accumulation of sand on the windward side. The vegetation represents a less rigid obstacle and it reduces gradually the wind speed.

Where vegetation is present the dune is softly joined with the beach (fig. 6b) as it occurs along the shore area sheltered from the emerged breakwater barriers in proximity of the Second Beach.

The first psammophilous plants occurring on the very inner part of the Second Beach, represent such an obstacle to form a first embryonic dune. This dune, if not damaged by the seasonal oscillations of

the shoreline, can grow up to constitute a real dune (foredune). In this process, the vegetation, which keeps on growing above, has a decisive role as it always remains a semi-permeable barrier.

As it is shown in figure 6b, the beach vegetation has a parallel course with the shore. It is possible to observe an area without vegetation and an area of plants (which survive in an environment rich in sodium chloride) that progressively covers with shrubby and arboreal dune vegetation.

In this coast, the dune disposition is always parallel to the shore, independently from the direction from which the wind blows, so that the geometry of the dunes system cannot be used as palaeoclimatic indicative to recognise those anemologic conditions of the age of their formation.

The reason for that has to be found in the fact that vegetation can grow at a much defined distance from the sea. At that distance vegetation can contribute to the formation of a sandbar, which results to be always parallel to the shore. Along the analysed coastal area, it is possible to find the urban agglomerations of San Leone and Cannatello (Agrigento). Urbanizations

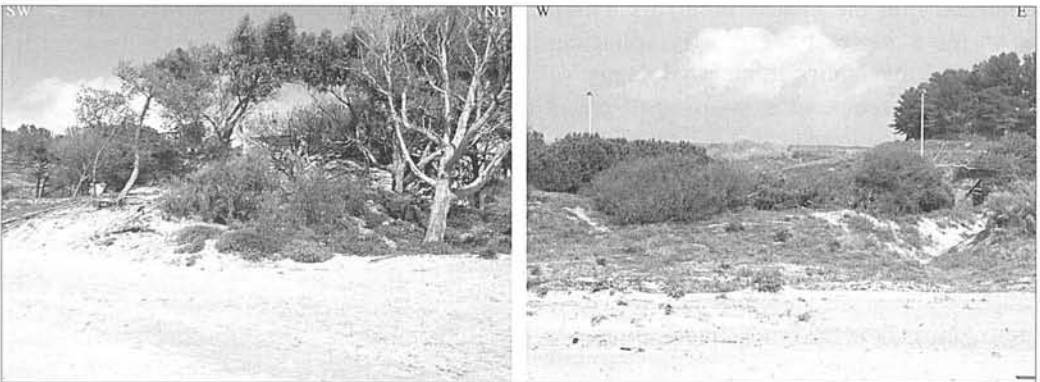


Fig. 6: a left) phenomenon of erosion to the foot of the dune; b right) foredune of the Second beach.

(roads, piping systems, sewer systems, and so on) which serve these settlements, have caused the urgency to create along the coastal area a greater number of services (marina, heliport, walk along the promenade, and so on) which, time after time, have modified the dynamics of the natural processes, provoking in some strips of the shore, the moving back process of the coastline.

All of it has, as a consequence, the necessity of carrying out works of protection, in order to secure the constructions a sure safety. It provoked a progressive deterioration of the coast, which has in the loss of many dune systems one of the most alarming signals. These systems, already threatened by the general moving back process of the coastline, have been partly

destroyed to build lines of communication, urban settlements and more recently, even local settlements on the beaches for the carrying out of plays (fig. 7).

In the evaluation of the development trend of the shore (fig. 8) under consideration, three spatial intervals have been defined, for each of which a specific deepening is proposed:

1) Interval Mouth River Akragas - seafront «Falcone-Borsellino».

It deals with the coastal area completely anthropic where the dock of San Leone and the seafront terrace stand, sheltered from an almost uninterrupted system of emerged breakwater barriers - Length approximately 1.150m.

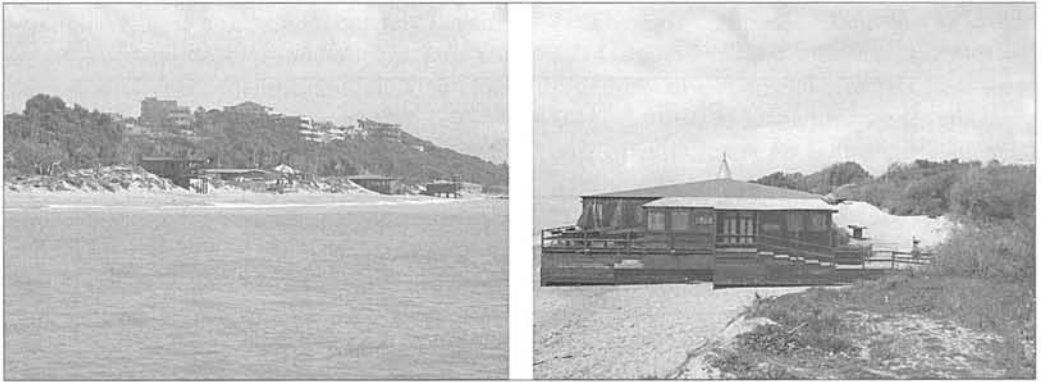


Figura 7. Sight of the coastal dune attacked by the anthropic settlements.

This first interval of coast is absolutely urbanised, subject to a sequence of interventions that have completely modified the nature of the landscape.

During the first half of the 70's a front of land protected to sea by a wall of bank in reinforced concrete, so that the line of shore advancing about 20-25m. As a protection of

the work a sequence of 6 barriers breakwater has been therefore erected, with limestone blocks, able to create some inner sea-inlets of deposition, with the formation of small beaches.

Contextually, the construction of the tourist dock of San Leone was carried out, which at the beginning, was constituted only

by the west dock with a length of around 200m, then widened to the actual dimensions of approximately 560m, overhanging the sea of around 350m. At the moment, there is also the eastern dock, around 240m of length.

As regards past years to such a period, there have been no important phenomena of advancement or moving back such as to give prominence to, except some peaks in proximity of the mouth of the San Leone River, probably consequent to variations of the solid transport in the years.

2) *Interval of beach protected from the breakwater barriers.*

It deals with the sector of sandy shore protected from a sequence of emerged breakwater barriers involving the First and the Second Beach - Length around 1.500m.

The cartographic comparison between the datum of 1885 and that one of 1913 underlines during this interval a clear advancement of the beach with maximum superior to 80m. In the following time segment which starts from 1913 until 1931, there are considerable withdrawals of almost 130m. Between 1931 and 1960 there were other phenomena of withdrawal, however elevated with values around 70m.

This phenomenon has been attributed to the realization of interventions between the end of the 50s and the first 60s consisted in the realisation of rocky blocks to protect the ancient village of San Leone from the direct action of the wavy motion that, in the winter months, was a threaten for the existing constructions; actually, barriers have been carried out in rocks skimming to the coast so that to attenuate the waves action.

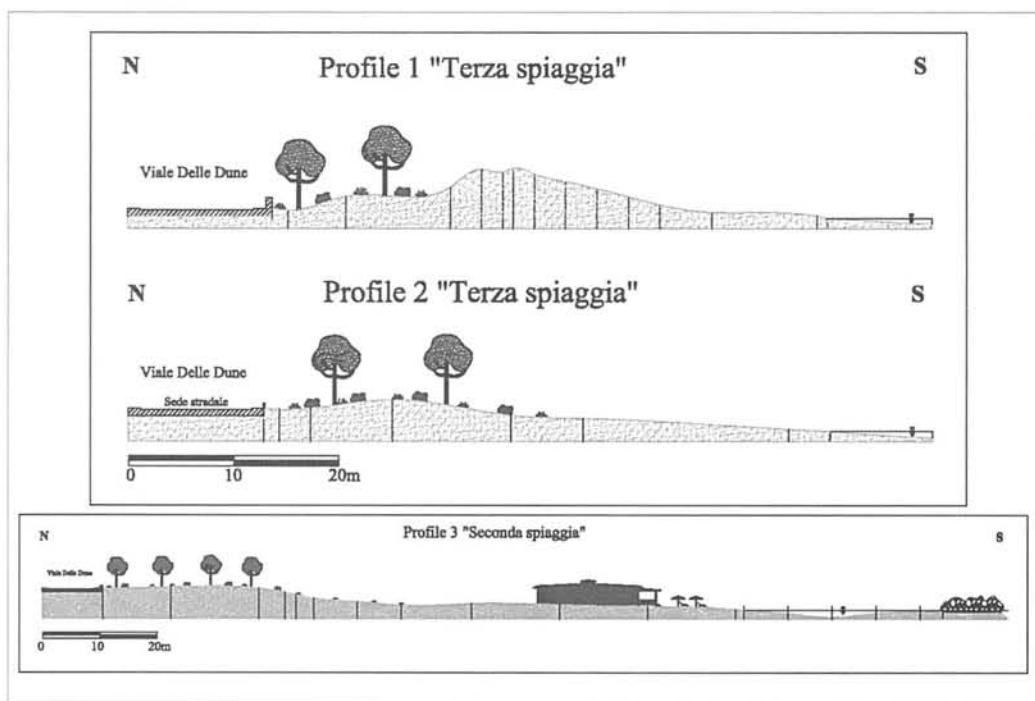


Figura 8. The Second «beach» and the Third «beach» profiles

However, this intervention has caused an imbalance of the coastline dynamics preventing the taking in load of the sandy material to transport towards East and so the increase of the erosive potential of the sea, which gathered in the adjacent coastal waters.

The following interventions through the construction of the dock and the seafront prevented the dispersion towards East of the solid deposits deriving from the San Leone River and have even more accentuated the erosive power of the sea; to these effects it must be added those deriving by the interventions of reclamation inside the basin of the San Leone river, actually extended to the first 90s, consistent in the realization of harnessing and cementing of many streams tributaries in the principal water course, able to limit the natural capacity of the river solid transport. In the following years, part of the «tombolo» shore has been completely covered by new coastal deposits and during the last period it is recorded the tendency to the formation of new small dunes fronts.

The actual trend is therefore that of prevalent stationariness, with a portion of shore in which a remarkable quantity of sediments trapped by the barriers results to be subtracted to the dynamics of the sea. The comparison among the data of 1931 and 1998 shows, as a matter of fact, a prevailing advancement of the coast line, artificially imposed by the breakwaters.

3) *Intervallo di spiaggia libera «Viale delle Dune» - Cannatello.*

It deals with the segment of shore without protection, extending from the orthogonal groin, which delimits the protected shore close to the third traverse of the Viale delle Dune, up to the mouth of the River Naro - Length approximately 2.650m.

The phenomenon of urbanisation of the western coastal part has caused, naturally, the increase of erosive processes on the East

coastal waters, exposing the part of beach free from the breakwater barriers to the erosive action of the wavy motion, so evident during the last years.

The strip under examination is included among the end of the protected shore (in proximity of the third crossroad) and the mouth of the Naro River (in proximity of Cannatello Beach) for a length of around 2.650 meters.

Also for this sector of shore, feed mainly derives from solid deposits from the Akragas river and from the small intermediate deep valleys that flow along this line of coast, with the sediments' displacement, guaranteed by the drift coastal current facing East.

Obviously, for the reasons above listed, the evolution of this coastline is exclusively linked up to the modifications occurred in the western shore.

The first comparison between 1885 and 1913 underlines a marked withdrawal in proximity of Cannatello Beach, where there are peaks also of around 80m, the remaining part of this shoreline is instead subject to advancements not over 20m in proximity of the third beach and withdrawals of around 10m in proximity of the beach of Dunes. In the period among 1913 and 1931 further significant variations of the shoreline have been recorded. Shoreline keeps on going backwards in proximity of the zone among Cannatello Beach and the mouth of the Naro river, with peaks just a little over 90m, while the advancements are around 50m in proximity of the third beach. Eventually, no meaningful variations have been found in the shoreline related to the beach of Dune.

In the comparison among 1931 and 1966 a positive trend of the beach can be underlined, with a average advancement of around 10 meters associated with the withdrawal of the western sector, with the displacement of the coastal deposits towards East. The negative datum is recorded

however one more time, in the zone included among Cannatello Beach and the mouth of the Naro River, most probably

caused by the interventions of reclamation that at that time were started inside the basin.

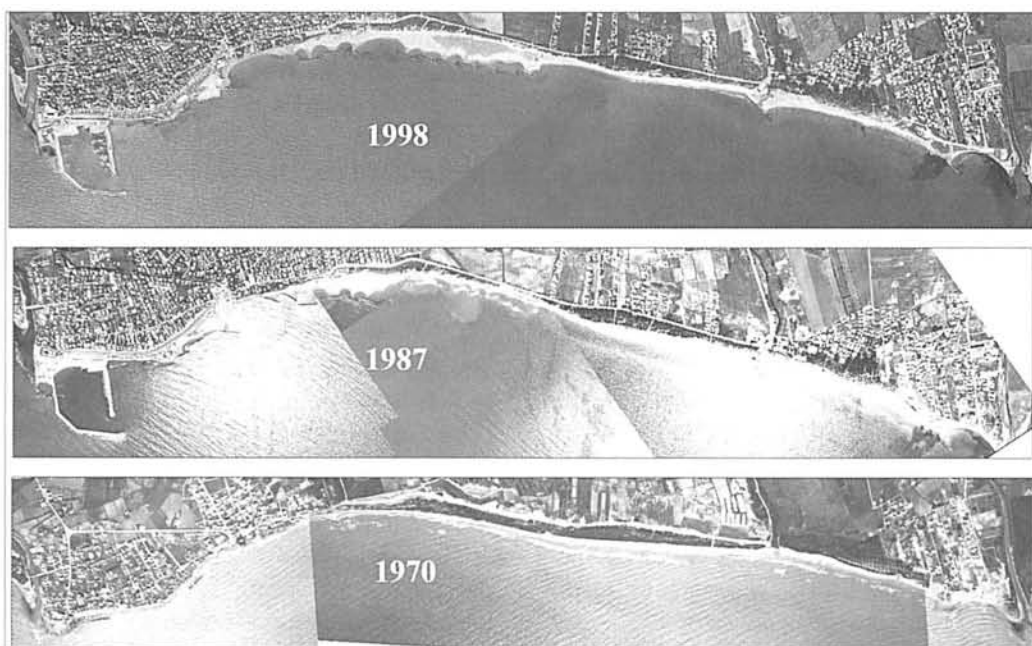


Figura 9. Variation of the coastline.

In the following interval among 1966 and 1970, a negative trend is recorded, once again, with withdrawals that, on average, are around 20m. Conditions of greater erosion are found also in this case in the strip adjacent to the mouth of the Naro River (eastern sector).

From 1970 to 1987 there were no significant fluctuations of the shoreline's trend, the only important variations are those due to the advancements artificially produced through an oblique groin by the shoreline related to the Dune beach. Another oblique groin, put by Cannatello Beach, in order to protect of the road and the beach in

front of the agglomeration risen in the West side of of River Naro's mouth.

Among 1987 and 1992 after the construction of the breakwater barriers, situated in the western side, there is the presence of erosive processes, mainly gathered along the West coastline. The cartographic comparison with the year 1992 allows to record so a withdrawal with peaks of around 30 meters that involves the western zone of the line under examination and an irregular advancement in the oriental segment, in the strip that goes from of le Dune beach towards Cannatello Beach.

In time this permanent situation keeps on worsening and the comparison with the 1998 cartography puts in evidence a further withdrawal situated in the most western part, with a reduction of the beach of around 30m, a further peak is also recorded in proximity of the Dune beach with a withdrawal of around 40m.

During the last years, the zone of free beach has been subject to heavy flood that have subsequently provoked the withdrawal of the shore in particular in the western area. The erosion is manifested both against the natural structure of the beach, seriously attacking and damaging in more strips the dune, both against the anthropic structures carried out in the immediate vicinity of the back beach, with serious damages, even if they are yet located, on the road for «Viale delle Dune».

In conclusion, the under waves zone next to the anthropic interventions, which consist in the breakwater barriers parallel to the coastline, nowadays is subject to intense erosive phenomena. Along this strip of shore, there was a dune and retro-dune structure in equilibrium, characterized by typical vegetation of the Mediterranean bush, consolidating the same dune. The increase of the erosive process has provoked the tapering of this portion of coast area which separated Viale delle Dune from the shoreline. In particular, from the budget of the sediments along this shore is absent the bringing due to the beaches protected by the emerged breakwater barriers, with consequent intensification of the erosion near the areas not protected. Moreover, it must be added the fact that in the two basins related to the courses of water flowing along the shore, interventions of reclamation have been carried out until the first 90's, such as harnessing many affluent streams to the principal watercourses and even artificial obstructions that have definitely limited the natural capacity of solid transport of the

rivers, with further negative consequences on the budget of the sediments. All of this has caused not only the withdrawal of the coastline, but also the consequent erosion of the dune at the back, which has the function of «natural reserve of sand» for the before beach, and which has been more and more tapering until to fade away.

4. Considerations on the defence of the Dune System

The erosive phenomenon along this shore has aroused in the years particular attention and interest the community, as it has provoked the partial destruction of the coastal dune, that represents over that a natural structure of particular interest and merit under the environmental profile, geomorphologic, landscape profile, also an essential barrier to protect what is situated in proximity of it (roads, inhabited places, agricultural grounds, etc.). The restoration or the reconstruction of a tombolo and of the relative ecosystem can certainly have no other purpose if not the restoration of the naturalness. A project of reconstruction can involve both the reinforcement of an existing natural dune or in height or in depth and the reconstruction of a dune whereas it does not exist anymore. The best work of redevelopment is always achieved through the reconstruction of beaches and dunes similar as much as possible to those original. The dune bars face the great tides of storm, prevent the approaching of the big waves and they prevent directly the damage of the works situated along the coast and the flood of the inner zones.

The growth of the dune can be promoted and its structure can be strengthened against the erosion if it succeeds in making grow appropriate vegetation on it, during an adequate period with the purpose to have a well developed radical apparatus. For the

phytostabilisation it is possible to use local and shrubby herbage. However, the reforestation of the dunes is not a simple operation, as the substratum is in continuous evolution and the roots of the new little plants are continually exposed by the wind. It is then necessary to make them stable with dead hedges or with nets and panels before proceeding to their planting. Examples of this type of interventions can be observed both in Italy and in the rest of the world and they show a great variety of typologies, which converge generally in bedding *Ammophila*.

The species more used are *Ammophila littoralis* (*A. breviligulata* in America) or, along the Atlantic coasts, *Uniola paniculata*, *Panicum amarum*, *Panicum amarulum*. The plants must to be bed with great care, covering them almost entirely with sand, so that the plant can have an easier access to the damp and it can be protected from the baring of the wind and from the stamping; separately or in groups at a distance of around 50cm.

It is better to resort to the transplantation, instead of the seeding; besides the difficulty to find the seeds, in fact, it would be necessary an excessive irrigation. When the sand is trapped by plants collocated too close, a dune with narrow base grows; on the other hand, if the same number of plants is set with small density, the base of the dune will result wider. When the *Ammophila* are planted too close it is very difficult the reclamation of other dune species.

It is important to specify that this system does not work anywhere, but only where there is enough dynamics to build, that is in other words where there is a good bringing of sand, otherwise the dune can form and the plants of *Ammophila* decay. Another problem is that *Ammophila* vegetates with difficulty unless it is at least 2 m above sea level.

It must be expect from 2 to 5 years so that the *Ammophila* creates a strong roots

apparatus, and up to 10 years before getting the maximum resistance against the erosion. An active program of enrichment and maintenance of the vegetation can considerably improve the survival and the efficacy of the *Ammophila*. More recent experiences use also other species; particularly it results useful the *Otanthus maritimus*, that bears the aerosol and the sprays very well and it has a good edifying capability. It is evident that these interventions need the preclusion to the access, at least up to the moment in which the vegetation has not completely covered the dune; preclusion that is achieved by means of the construction of enclosures or in alternative superelevate paths or wood platforms (fig. 10) so that the passage of people do not produce a furrow which the wind could then deepen and widen.

Another methodology that can be used is the «construction of the dunes through enclosures». These enclosures are constituted by wood sticks or brushwood, or from plastic structures or mesh of juta or coconut fibre. We can proceed by installing a single fence, with following raisings of a single row, after the first one has been filled; or with a double row of fences, spaced out of four times the height, followed by raisings also constituted by a double line. The enclosures' porosity has to be of 50% with empty and full spaces of 5 cm: they can be submerged even in one year.

However, sand's accumulation varies according to the season, the year and the location: under favourable conditions sand rises of 1-2 m generally in one year. The enclosures have the vantage that they can be set in any season of the year ant they start immediately to hold the sand, while it is necessary to wait that vegetation takes root and grows sufficiently. the wideness of the beach has the great influence on the speed of accumulation: it is evident that the wider is the surface before the barrier, the greater is



Figura 10. Platform on the dune that allows the access to the Second Beach from the viale delle Dune

the quantity of sand the wind can rise. It must be said nevertheless that the favourable conditions before mentioned are by now enough rare: very often the bringing of sand from the sea and therefore from the wind results very scarce. Also the beach can be no so large. This does not mean that the enclosures must no to be used, as there is always a bringing of sand. Considering how much sand is important and precious, it is opportune in these situations, to do the possible to harness it, rescuing from the dynamics of the beach and the dune. *The Oficina Tecnica Devesa-Albufera* uses branches of *Spartina versicolor* 50-80 cm tall to delimit square of 4x3 m. After many years of experiments, this structure with a permeability to the wind of 40-50% is resulted the most successful and cheap to fix the sand, to facilitate its accumulation, for its least impact on the environment. In time the palings are cover by sand (2nd -3rd year), they decay (4th -5th year) and they disappear,

leaving the dune with a totally natural aspect since the 6th -7th year. In effect it deals with a structure that effectively simulates the *Ammophila* peopling.

In some strips of this shore the dune bar results corroded to the foot directly from the waves. In this case it is possible to create a basal barrier in wicker: keeping in mind that it has to be necessarily a very resistant work being on direct contact with the strength of the waves. Finally, it is necessary not to forget that the safeguard of the dunes and their reconstitution find obstacles in a part of the resident population and the summer frequenters, which see a limitation to the exploitation of the coastal area. The protection of the dunes, after they have been formed and got stable, even during the same intervention, is a key factor in the efforts to mitigate the impacts in the different components.

The following typologies of action must be expected:

1) physical protection, that involves the reparation of the fences and the maintenance of the vegetation. Interruptions of the enclosure increase the probability that the dune is damaged by the erosion of the wind and by the passage of the people;

2) legal protection, that includes the possibility to adopt some ordinances that give to the corporate bodies in charge of the arrangement of the dunes the authority to regulate the allowed and forbidden activities in the area of the dunes and to clearly define the areas of dune and beach. The municipal police, the coastguard, the beach-attendants will provide to make ordinances respected. The violations will be settled with administrative sanctions;

3) programs of education and sensitization to increase the awareness about the importance of the dunes as natural protection. It is fundamental the construction of superelevated gangways in wood or of pedestrian paths pleasantly practicable to cross the dune and to reach the beach, to avoid the stamping of the dunes areas so intensely frequented: in fact, people use them with pleasure because walking on the sand is very tiring. In this way the environmental problem is restricted in limited areas where the damage of the vegetation and the erosion of the dune are prevented by technical devices.

5. Conclusion

The study has paid particular evidence to the problems linked up to the erosive phenomenon (withdrawal of the shoreline with consequent destruction of the dune) with the purpose not only to find its causes but also to get durable and effective solutions. The causes result very complex and articulated, but, among these, there are certainly the uncontrolled urbanisation and the negative budget of the sediments

brought by the two rivers (Akragas and Naro) that flow on the shoreline. The trend of the coastal evolution has been established taking into consideration the most important modifications of anthropic origin imposed to the coastline and its important variations in the long term and in the short period.

We have studied also the esteemed ecosystems in site which, according to what has been previously said, are these days threatened by the erosion and by the wrong human behaviours, that with excessive carelessness has ignored them up to now, without taking into account how many advantages derive from the «good health» of such natural structures. Finally we have also analyzed possible remedies, aimed to the reconstruction, the maintenance and the defence of the dune, proposing a sustainable use of the dunes ecosystem.

6. Acknowledgement

With the contribution of the Co.R.I. 2007, Università degli Studi di Palermo

Bibliography

AA.VV. (1999): *Toward an European strategy for the coastal zones Management (GIZC)*. General principles and political options

AGENC, AGENCE POUR LA GESTION DES ESPACES NATURELS DE CORSE (1994). *Restauration de dunes a faible dynamique edificatrice en Corse*, Bastia, Inedit.

AJUNTAMENT DE VALENCIA y DEVESA DE L'ALBUFERA (2000). *Restauration de las dunas litorales de la Devesa de la Albufera de Valencia*.

AJUNTAMENT DE VALENCIA, LIFE (2003). *Duna, modelo de restauracion de habitats dunares en l'albufera de Valencia*.

ANFUSO, G. y MARTÍNEZ, J. A., (2005): Towards management of coastal erosion problems and Human structures impacts using GIS tools: case study in Ragusa province, southern Sicily, Italy. *Environmental geology*, 48: 646-659.

ANNUARIO DEI DATI AMBIENTALI SICILIA (2004): Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente – Regione Siciliana – Assessorato Territorio e Ambiente.

AUDISIO, P. y MUSCIO, G. (2002): *Problemi di conservazione e gestione, in Dune e spiagge sabbiose*, Quaderni Habitat, Ministero dell'Ambiente & Museo Friulano di Storia Naturale, Udine.

COCOSSIS, H. y HENOCQUE, Y. (2001): *White paper, coastal zones management in the Mediterranean*, Communication of the European Committee (08.09.2000 N.545 DEF). Recommendation of the European Parliament to the suggestion related to the realization of the integrated management of the coastal zones in Europe.

COMMISSION EUROPEENNE, PROGRAMME OPERATIONNEL INTERREG III B (2003): *Le projet Beachmed: récupération environnementale et entretien des littoraux en érosion avec l'utilisation des dépôts sablonneux marins*, Convention 2003-01-4.3-1-028, 1° Cahier technique (phase A).

CROWELL, M., LEATHERMAN, S. P. y BUCKLEY, M. K. (1993): Shoreline Change Rate Analysis: Long Term Vs. Short Term Data. *Shore and Beach*, 61(2), 13-20.

DOMÍNGUEZ, L., ANFUSO, G. y GRACIA, F. J. (2005): Vulnerability assessment of a retreating coast in SW Spain. *Environmental Geology*, 47, 10-37-10-44.

LIGUORI, V., ANFUSO, G., MANNO, G., CINTOLO, R. y MARTÍNEZ DEL POZO J. A. (2006): *Vulnerability assessment of a coastal sector in south Sicily (Italy)* in 5° European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Sistem. (Vol. 1, pp. 510-512). 13-16 June,

Barcelona: Institut Cartografic de Catalunya (Spain).

LIGUORI, V., ANFUSO, G., MANNO, G., CINTOLO, R. y MARTÍNEZ DEL POZO J. A. (2006): Assessment of coastal vulnerability in south Sicily (Italy). In: Micaleff A, Vassallo A., Cassar M. *Management of coastal recreational resources, Beaches, Yacht Marinas & Coastal ecotourism*. (Vol.1, pp.125-132). ISBN: 99932-650-9-8. The second International Conference on the Management of coastal ecotourism 25-27 October. (ICoD) Gozo: (Malta).

LIGUORI, V. y MANNO, G. (2006): Integrated management of Marsala coast (Sicily- Italy). In: Micaleff A, Vassallo A., Cassar M. *Management of coastal recreational resources, Beaches, Yacht Marinas & Coastal ecotourism*. (Vol.1, pp.125-132). ISBN: 99932-650-9-8. The second International Conference on the Management of coastal ecotourism 25-27 October. (ICoD) Gozo: (Malta).

LIGUORI, V. y ANFUSO, G. (2005): Landform characteristics and the impact of human structures on the coastal area of Pozzallo (south Sicily, Italy). *Ecosud 2005 Fifth international conference of ecosystems and sustainable development* 3-5 May, Cadiz Spain.

MICALLEF, A. y WILLIAMS, A. T. (2004): *Application of a novel approach to beach classification in Maltese Islands*, Elsevier.

MOORE, L. (2000): Shoreline mapping techniques. *Journal Coastal Research*, 16 (1), 11-124.

PINARDI, N. y COPPINI, G. (2006): *Mediterranean Operational Oceanography Network (MOON): in support of sustainable development and marine state assessment*. INGV, Bologna and ENEA, La Spezia.

RINALDI, A. ARPA Emilia Romagna «La gestione integrata delle zone costiere in Emilia-Romagna», Emilia –Romagna.

*Análisis espacio-temporal
(1956-2005) de la
foredune de Cala
Mesquida (N. Mallorca)
mediante el uso de
variables geoambientales y
antrópicas*

José Ángel Martín-Prieto

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears
josean33@gmail.com

**Francesc Xavier Roig-
Munar**

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

Antonio Rodríguez-Perea

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL (1956-2005) DE LA *FOREDUNE* DE CALA MESQUIDA (N. MALLORCA) MEDIANTE EL USO DE VARIABLES GEOAMBIENTALES Y ANTRÓPICAS

José Ángel Martín-Prieto
Francesc Xavier Roig-Munar
Antonio Rodríguez-Perea

RESUMEN: Se analiza la evolución temporal y espacial de la *foredune* de Cala Mesquida (N. Mallorca), mediante la aplicación de un método de análisis de variables geoambientales y antrópicas que nos permite identificar las variaciones espaciales y temporales de vulnerabilidad del sistema (1956-2005).

PALABRAS CLAVE: Cala Mesquida, *foredune*, gestión litoral

ABSTRACT: The *foredune* in Sa Mesquida (N. Mallorca) is analysed by means of variables of use, condition state and management variables, which allowed the system's spatial variations from 1956-2005 and vulnerability to be identified.

KEY WORDS: Cala Mesquida, *foredune*, coastal management.

1. Introducción

Ante el reclamo de un turismo de sol y playa, el litoral balear ha sido objeto de una constante presión antrópica que comenzó en la década de los sesenta y que ha ido en aumento hasta la actualidad. Cala Mesquida no ha sido una excepción a este fenómeno y ha sufrido directamente esa presión debido a su proximidad a uno de los núcleos turísticos más importantes –Cala Ratjada– de la costa norte de Mallorca.

Esta presión se ha traducido en una degradación del conjunto del sistema dunar y de forma especial las *foredunes* de forma casi exponencial a lo largo de las tres últimas décadas. Ello queda reflejado en la evolución y desarrollo de las morfologías de tipo transgresivo como los *blowouts*, alcanzando dimensiones hectométricas y que en la actualidad y ante la ausencia de cualquier tipo de gestión, aumentan de tamaño año tras año.

La situación del sistema dunar de Cala Mesquida (Fig.1), encajado entre dos relieves estructurales y su orientación hacia los vientos de mayor frecuencia e intensidad (Tramuntana), le confieren unas características diferentes del resto de sistemas dunares de la isla de Mallorca. Este hecho hace que el sistema dunar (de 1.6 km²) adquiera un desarrollo longitudinal perpendicular respecto a la línea de costa, frente a la evolución de cordones más o menos paralelos a la misma, que tiene lugar en el resto de sistemas dunares.

La figura 2 muestra la disposición longitudinal del sistema dunar y la división en dos sectores del frente dunar como consecuencia de la desembocadura del torrente de sa Mesquida que divide el sistema en dos áreas bien definidas. El sector oriental, donde se desarrolla la *foredune* y que ocupa la mayor parte del sistema y el occidental que ocupa una franja más estrecha encajada entre el torrente y el área urbanizada situada en la margen occidental de la cala.

Del sector oriental, destaca la fragmentación de la *foredune* actual en dos a partir de un *blowout* y sobretudo el desarrollo de otro *blowout* de mayores dimensiones situado junto a la zona de desembocadura del torrente y que evoluciona en dos lóbulos. Inmediatamente detrás de las *foredunes* se desarrollan varios *blowouts* más que avanzan hacia el interior del sistema enterrando la vegetación arbórea a su paso con un promedio de 2-2.5 m/año. También destacan las superficies de deflación en el sector más próximo al torrente, debido a la dinámica fluvio-torrencial, que hace que en ocasión de grandes avenidas, la margen derecha del torrente sea la más dinámica, erosionando parcialmente un sector de *foredunes*, disminuyendo la superficie para el desarrollo de las morfologías dunares. Además, el torrente actúa como un importante factor erosivo natural, al poner a disposición del viento una plataforma sin vegetación que favorece el transporte eólico.

Por lo que respecta al sector occidental, este se halla bajo el dominio del torrente de sa Mesquida, donde su margen izquierda está ocupada parcialmente por la creación de una zona de ocio y un restaurante. Esta zona y sus instalaciones han sido necesario protegerlas con un muro de hormigón para evitar la erosión por socavamiento, con ocasión de avenidas. Además, este sector es la principal zona de acceso peatonal a la playa y al interior del sistema dunar, debido a la ubicación de una zona residencial y el parking para vehículos.

Por lo que respecta a la principal fuente de alimentación del sistema playa-duna, esta la constituye la plataforma continental, que se extiende a lo largo de una franja de unos 38 km de anchura, con una pendiente media de 0.52%. Respecto al litoral inmediatamente sumergido, delimitado por la isobata -5 m, esta se encuentra a una distancia de 500 m de la línea de costa con una pendiente media del 1%. Por tanto, el litoral sumergido presenta unas características favorables a los procesos de acumulación de sedimento (Servera, 1997).

Así, cualquier desequilibrio que se produzca tanto en la playa sumergida, como en la playa emergida o en el primer cordón de *foredunes* tiene una rápida repercusión que se manifiesta en el resto del sistema dunar.

2. Objetivos y metodología

Para entender la dinámica y evolución del sistema dunar de cala Mesquida, se proponen dos objetivos. El primero de ellos es el de analizar la evolución temporal y espacial del sistema dunar en su conjunto y de forma especial la *foredune* a lo largo de las últimas décadas hasta la actualidad, mediante un método semicuantitativo denominado Listado de Control. A partir de este objetivo inicial, y una vez conocido el estado actual del sistema dunar, el segundo objetivo trata de determinar las causas que han

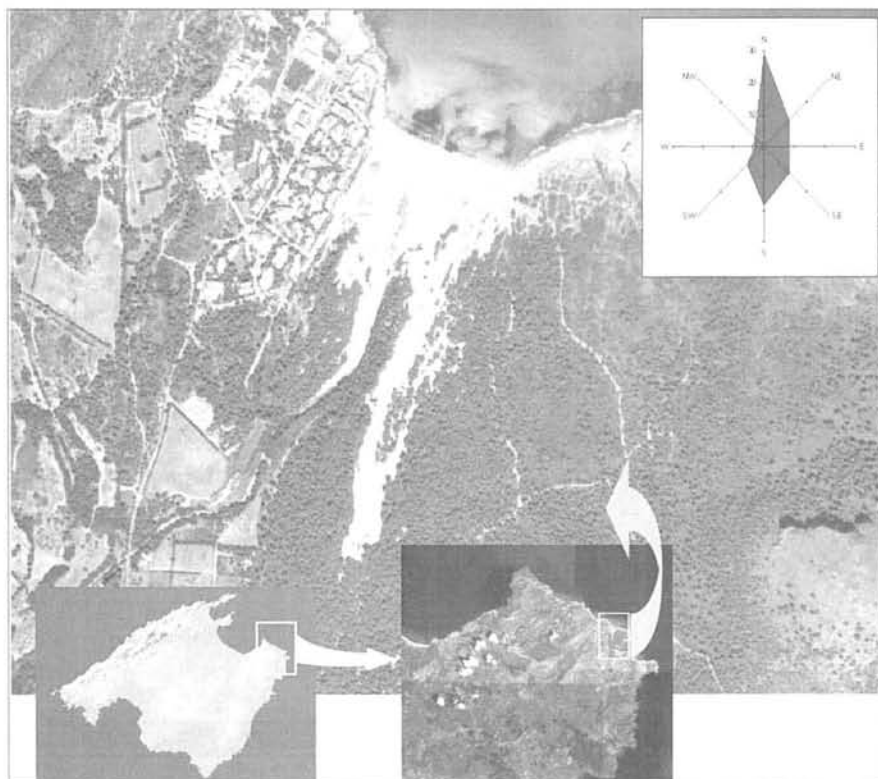


Figura 1. Localización del área de estudio.

conducido a esta evolución como primer paso para abordar su gestión.

Para alcanzar estos objetivos, nos hemos servido de la fotografía aérea disponible desde 1956 hasta la actualidad, junto con la utilización de técnicas de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Esta herramienta nos ha permitido calcular, establecer y comparar la superficie de la *foredune* a lo largo del periodo de estudio.

Con tal fin, se ha manejado una metodología desarrollada a partir de la utilización conjunta de cartografía a escala 1:5.000 con fotografías aéreas verticales correspondientes a los años 1956, 1973, 1983, 1990, 1997 y 2002 (Ojeda, 2000); para el año 2005 se rea-

lizó trabajo de campo. Una vez digitalizadas las fotografías de los diferentes vuelos, se ha cartografiado la superficie vegetada y la evolución geomorfológica de cada uno de los vuelos, en una secuencia temporal que nos ha permitido establecer la tendencia dinámica del sistema playa-duna de Cala Mesquida.

Cada fotograma ha sido digitalizado y los datos resultantes fueron tratados y analizados a través de un Sistema de Información Geográfica (SIG). Esta herramienta, permite además de la corrección geométrica de las imágenes, la posibilidad de trabajar a la misma escala y realizar operaciones espaciales, lo cual nos ayuda a identificar cambios tanto de forma espacial como temporal.

Finalmente, se ha empleado de un Listado de Control (tabla 1), que nos describe el Índice de Vulnerabilidad (IV). El Listado de Control es un método semicuantitativo que utiliza varios parámetros y que permite identificar las variaciones espaciales y temporales de la vulnerabilidad de las dunas tanto de forma natural como antrópica (Curr *et al.* 1997). Ha sido utilizado y contrastado en numerosos sistemas dunares de Europa, tanto del ámbito atlántico como mediterráneo (Williams *et al.*, 1998, Larranjea, *et al.*, 1999, García-Mora *et al.* 2001).

Este listado, modificado a partir de Williams *et al.*, 1993, Curr *et al.*, 1997 y García-Mora *et al.* 2001, permite una repe-

tición sistemática de los principales parámetros que sintetizan la condición de un sistema dunar, que nos ha permitido conocer y profundizar en las causas que han conducido al estado de degradación actual. Para su elaboración, además de la fotografía aérea, se ha utilizado numeroso material fotográfico (a partir de los años 80) y el trabajo de campo.

Para el caso que nos ocupa, Cala Mesquida, este método intenta conocer y dar respuesta a su evolución espacio-temporal, así como las causas de su situación actual y cual ha sido el análisis de la gestión realizada hasta la fecha de una forma gráfica. Este es un método extensible y aplicable al resto de sistemas playa-duna del archipiélago balear.

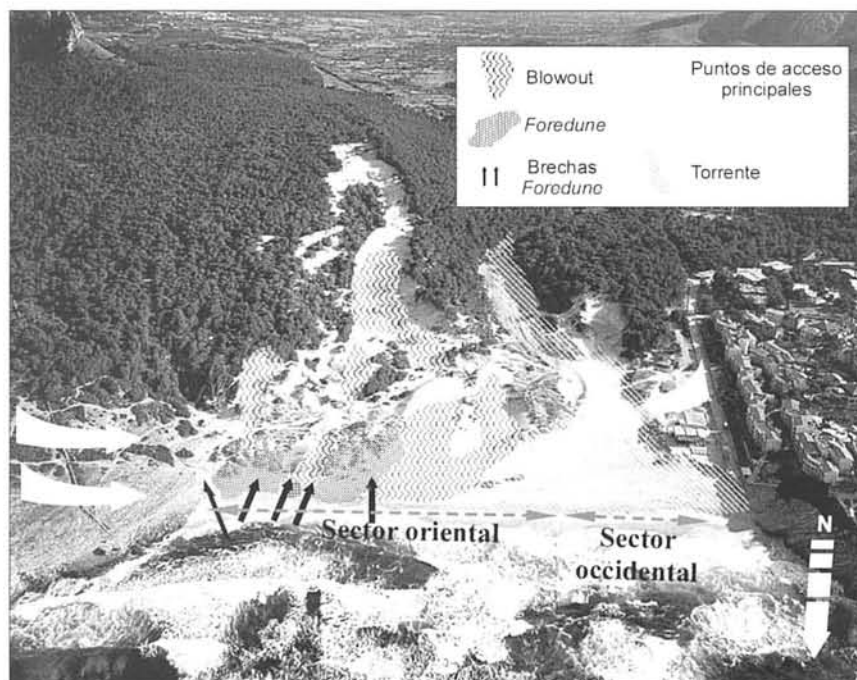


Figura 2. Vista oblicua del sistema dunar de Cala Mesquida mirando hacia el sur (modificado sobre una fotografía oblicua del Ministerio de Medio Ambiente).

Las dunas litorales debido a su carácter dinámico se encuentran entre las morfologías más variables y dinámicas de la naturaleza. Cualquier modificación de alguno de los factores marinos, eólicos, vegetación, presión humana, etc., pueden alterar su dinamismo.

Es por ello que una rápida identificación de las causas que han originado su vulnerabilidad puede ayudar en la elección de las medidas de gestión más adecuadas (Williams et al. 1993) y sin duda, una de las principales causas de desestabilización es la presión antrópica relacionada con las actividades turístico-recreativas sobre las dunas litorales. Una vez iniciada la desestabilización, los procesos erosivos se pueden acelerar de forma exponencial si las medidas de gestión son erróneas o simplemente si estas no han existido.

El análisis para establecer el índice de vulnerabilidad y el de protección de un momento dado consiste en definir un total de 51 variables (Tabla 1). A cada una de ellas se le otorga un valor entre 0-4 (siendo 0 muy bajo y 4 muy alto). La comprobación del Listado de Control y su aplicación tanto en el litoral atlántico como mediterráneo permite valorar de una forma cuantificable la vulnerabilidad de un determinado sistema dunar (García-Mora et al. 2001).

De este modo se han identificado cinco grupos de variables basadas en aspectos físicos (geomorfología, dinámica eólica y marina, vegetación) y antrópicos.

Eje A: Identificación de los aspectos físicos (9 variables): esta categoría hace referencia a aquellos elementos que tienen que ver con la capacidad de resistencia del sistema a los diferentes agentes: fetch (determina de forma indirecta la importancia del oleaje y su acción sobre la costa), superficie dunar, su longitud y anchura, nº de cordones, que caracterizan el sistema y el balance sedimentario, la importancia del mismo o la influencia fluviotorrential, la presencia y número de canteras.

Eje B: Morfología y condición de playa/duna (9 variables): el aporte de sedimento y el retroceso de la línea de costa (con referencia al año anterior) identifican variables que determinan el balance del sistema playa-duna, junto a la presencia de afloramientos rocosos en la playa. La presencia o ausencia de roturas del frente dunar, puede tener un origen antrópico o natural y determina la situación del sistema playa/duna. Otras variables (presencia de *Posidonia oceanica* y vegetación de playa) también son representativas de un sistema en equilibrio o donde la influencia humana tiene mayor peso.

Eje C: Características de la franja litoral (11 variables): esta categoría se ha restringido a este espacio (el cual podríamos considerar como el ocupado principalmente por la *foredune*), porque es el área más vulnerable a la degradación tanto antrópica como natural. La primera de sus variables hace referencia a la clasificación morfoecológica de *fordunes* establecida por Hesp (1988), esta clasificación depende de un número de factores como el aporte de sedimento, el grado y tipo de cobertura vegetal, el ratio de erosión y acreción eólica y las morfologías incipientes. Cada estadio representa una morfología modal típica, dentro de un rango de morfologías que se dan en cada estadio. La transición entre cada estadio no es de forma brusca, si no que es transicional, pudiendo evolucionar hacia estadios erosivos o acrecionarios en función de elementos como revegetación, técnicas de estabilización y/o reducción de la capacidad erosiva del viento.

Los siguientes factores: porcentaje de superficie sin vegetar, *blowouts* y arena transportada al interior, determinan la situación del área y están relacionados entre ellos. La presencia de *hummocks*, también es un factor que determina la topografía y que se producen por erosión del frente dunar.

Tabla I. Variables utilizadas en el Listado de Control y su división en los diferentes grupos.

	0	1	2	3	4
SECCIÓN A: LUGAR Y ASPECTOS MORFOLÓGICOS DE LA DUNA					
1 Fetch ortogonal	corto		medio		largo
2 Superficie sistema dunar (m ²)	>500 ha		>100		<100
3 Longitud de la línea de costa (km)		>10	>5	>1	<1
4 Anchura cordón dunar (km)	>5km	>2	>1	>0,1	<0,1
5 Máxima altura dunas (m)	>25	>10	>5	>1	<1
6 N° de cordones	>10	9_5	4_3	2	1
7 Influencia flujo-torrencial	muy baja	baja	moder.	alta	muy alta
8 Tamaño del sedimento	>1	0	1	2	3
9 Canteras	ninguna		pequeña		grande
TOTAL %					
SECCIÓN B: CONDICIÓN DE LA PLAYA					
1 Retroceso línea de costa (m)	<10		10_50		>50
2 Aporte de sedimento	alto		moder		bajo
3 Afloramientos	0	<5	>5	>25	>50
4 Escarpe frente dunar natural (%)	0	<25	>25	>50	>75
5 Escarpe de frente dunar antropico (%)	0	<25	>25	>50	>75
6 Roturas del frente dunar	muy bajo	bajo	moderado	elevado	muy elev.
7 Anchura de la roturas	<2		2_10		>10
8 Presencia de Posidonia oceanica	mucha		alguna		ning
9 Vegetación de playa	mucha		alguna		ning
TOTAL %					
SECCIÓN C: ASPECTOS SOBRE LOS 200 M DESDE EL MAR					
1 Clasif. Morfoecológica Hesp (1988)	Est. 1	Est. 2	Est. 3	Est. 4	Est. 5
2 % de superficie sin vegetar	<10	>10	>20	>40	>75
3 Blowouts como % del area	<5	>5	>10	>20	>40
4 Arena transportada hacia int. Sistema	muy baja	baja	moderado	alta	muy alta
5 Topografía de hummocks	ning	baja	alguna	alta	muy alta
6 % noemorfologías hacia línea de costa	>50	>25	>5	<5	0
7 % roturas con nuevas dunas	>75	>25	>25	>5	0
8 % vegetado de la cara de barlovento	>90	>60	>30	>10	<10
9 Mantos cólicos sin consolidar	muy bajo	bajo	moder.	alto	muy alto
10 Cambios frontales desde 1956	avance		oscila		retroces
11 Cambio de vegetación desde 1956	increm		oscila		decrece
TOTAL %					
SECCIÓN D: PRESIÓN DE USO					
1 Presión de visitantes	muy baja	baja	moderada	alta	muy alta
2 Acceso rodado	ninguno		moderada		bueno
3 Tránsito de vehículos	ninguno		alguno		mucho
4 Presencia de caballos	ninguno		alguno		mucho
5 Densidad de la red de caminos	muy baja	baja	medio	alta	muy alta
6 Limpieza mecánica	No		moderado		Si
7 Camping	poco		alguno		mucho
8 Distancia núcleo turístico (km)	>1		0,5_1		0
9 Instalaciones temporales	Ninguna		1_3		>4
10 Instalaciones permanentes	Ninguna		1_3		>4
11 Distancia al parking (km)	>1		0,5_1		0
TOTAL %					
SECCIÓN E: MEDIDAS DE PROTEC. REC.					
1 % de superf. con restric. paso peatones	0	<10	>10	>25	>50
2 Parking controlado	nada		alguna		todo
3 Paso de caballos controlado	nada		alguna		todo
4 Paso de vehículos controlado	nada		alguna		todo
5 Restricciones de paso vehículos (m)	nada		alguna		todo
6 Trampas de arena (% relac. Línea costa)	<10	10_30	30_50	50_75	>75
7 Revegetación de áreas móviles (m ²)	<10	10_30	30_50	50_75	>75
8 Paneles informativos	0		1_3		>4
9 Regeneración artificial	ninguna		alguna		muchas
10 Protección por legislación	debil		moder		alta
11 Estructuras artificiales que afecten (m ²)	0		1		>1
TOTAL %					

La presencia de neomorfológicas es síntoma de estabilización o recuperación del frente dunar, al igual que las roturas del frente recolonizado por nuevas dunas y el porcentaje de vegetación de la cara de barlovento. Por el contrario, los mantos eólicos sin consolidar producen una degradación y un output en el balance sedimentario playa-duna.

Los dos últimos factores, cambios frontales y de vegetación desde 1956, son claros indicadores de la evolución temporal y espacial del frente dunar, que indican la tendencia del mismo.

Eje D: Presión de uso (12 variables): todas las variables se refieren a la presión antrópica en sus diferentes modalidades.

Eje E: Medidas de protección y gestión: IP (11 variables): son aquellas medidas encaminadas a la restauración, recuperación, mantenimiento y conservación del espacio litoral. De igual modo que en la sección anterior, no ofrecen dificultad en su cuantificación, tan solo explicar que en el caso de ausencia de protección por legislación, se da el valor cero. El valor 1 cuando está bajo la Ley de Costas de 1988, el valor 2 si se halla en ANEI (Area Natural de Especial Interés), el valor 3 cuando se halla en Parque Natural y el valor 4 para Parque Nacional.

Los cuatro primeros ejes o categorías nos dan el índice de vulnerabilidad (IV) del sistema dunar y la quinta el índice de gestión y protección (IP). El ratio IV/IP, verifica la estabilidad del sistema y se considera que está en equilibrio cuando el resultado se encuentra entre 0.8-1.3. Por encima o debajo de esos valores, el sistema está en desequilibrio. Los valores se expresan en porcentajes sobre el total de cada eje. Los resultados necesitan una cuidadosa interpretación: así, un bajo índice de protección no significa necesariamente una inadecuada gestión y viceversa (Williams *et al.* 1993). Las características generales pueden ser

representadas gráficamente y su resultado nos muestra el balance entre la vulnerabilidad y las medidas de gestión.

3. Resultados de la evolución espacio-temporal de la *foredune*

El desarrollo morfológico de una *foredune* depende de un buen número de factores: aporte de sedimento, el grado y tipo de cobertura vegetal, el balance entre acreción-erosión, la frecuencia y magnitud del régimen del oleaje y del viento (Hesp, 1983). A ellos se le ha de añadir uno más: la acción antrópica que a lo largo de las últimas décadas se ha convertido en uno de los de mayor peso en la configuración y evolución de las dunas litorales, con un uso turístico acentuado sobre la *foredune*.

En este apartado, analizaremos la evolución espacio-temporal de las *foredunes* a partir de las fotografías aéreas, juntamente con el Listado de Control para cada uno de los años.

Año 1956

La fotografía aérea de 1956 nos muestra una *foredune* bien desarrollada, topográficamente continua, solamente interrumpida por el cauce del torrente de sa Mesquida y con una cobertura vegetal superior al 90 %. Por tanto la consideramos como el estado ideal desde el punto de vista morfoecológico y corresponde al estadio I de la clasificación de Hesp (1988).

Por lo que respecta a la acción antrópica, esta se puede considerar negligible. El gráfico en la figura 3, corresponde a los valores de este año. Tan solo han puntuado los ejes A y B (aspectos físicos de la duna y condición del sistema-playa respectivamente), los cuales solo alcanzan el 46.9 y el 16.7% del total. Mientras, los ejes C y D (características de la franja litoral y presión de uso) tienen un valor de cero, que

refuerzan el estado de conservación ideal del sistema dunar y la *foredune* para el fotograma correspondiente a 1956.

También destaca la ausencia de valor en la categoría E (medidas de protección y

gestión). En este caso, la ausencia de gestión no representa un factor negativo, simplemente el buen estado de conservación y la ausencia de presión antrópica hacen que no sea necesario ningún tipo de gestión.

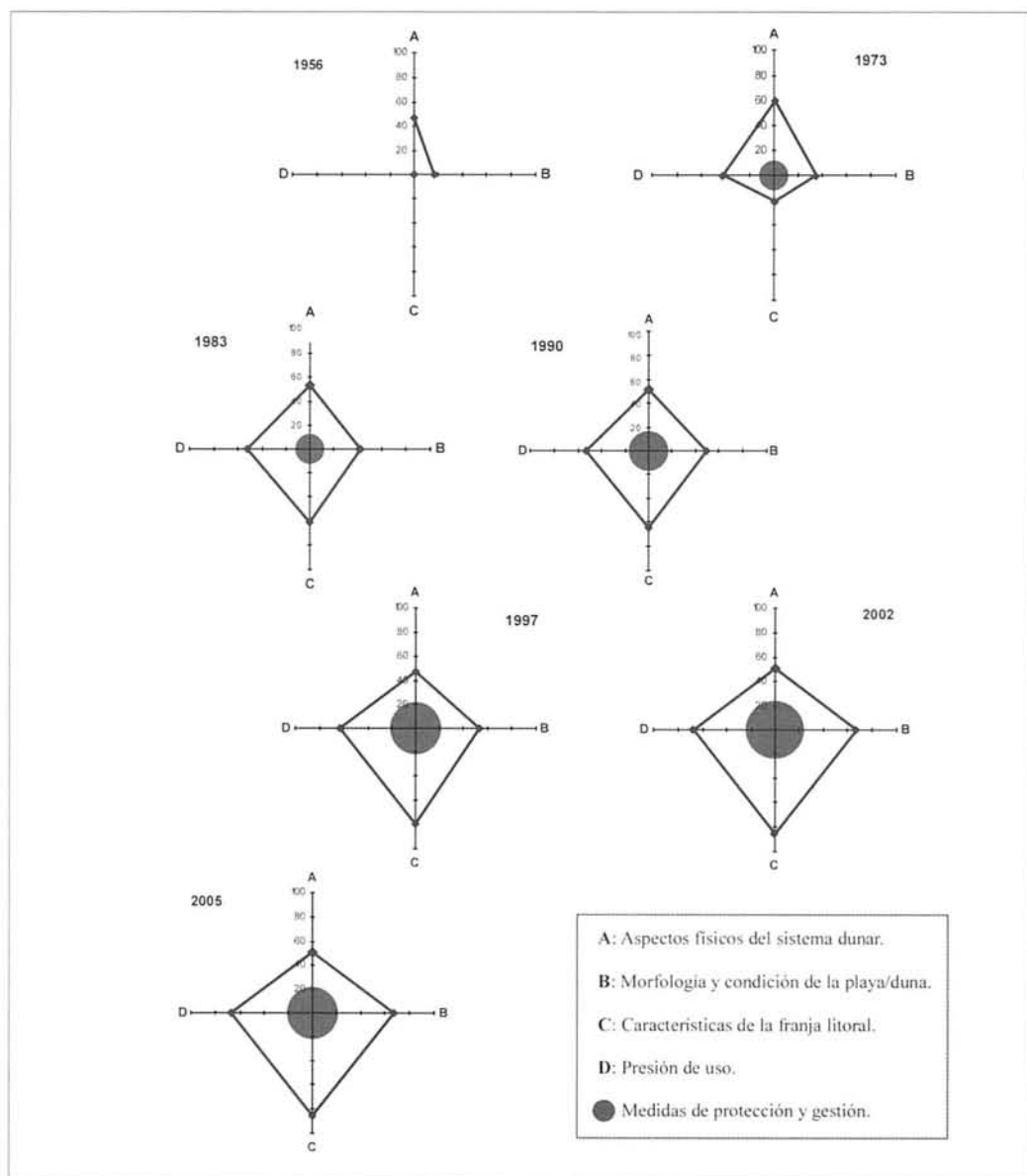


Figura 3. Representación gráfica del Listado de Control para cada analizado.

Año 1973

Por lo que respecta a 1973, el aspecto más importante es la erosión producida por el torrente de sa Mesquida en el margen occidental de la *foredune*. También, se aprecia una interrupción del frente con pequeños *blowouts*, que representa una disminución en la superficie vegetada en un 15 % inferior a 1956 (fig. 4).

A diferencia de 1956, la presión antrópica comienza a ejercer un peso considerable. Si comparamos el gráfico de características de los dos años (fig. 3), se aprecia con claridad un desplazamiento de los ejes A y B hacia una mayor degradación, especialmente el primero de ellos. Además, aparecen por

primera vez los ejes C y D, con un porcentaje del 20.8 y 41.7% respectivamente, hecho que coincide con la aparición de la zona turístico-residencial ubicada en la margen occidental de la cala, entonces de reciente creación.

En cuanto a las medidas de protección, estas representan un total del 12.5 %, centrándose principalmente en el parking controlado y un control de acceso de los vehículos. A pesar de su uso, nos encontramos ante un buen estado de conservación, que aun correspondería al estado I de la clasificación morfoecológica de Hesp (1988), por tanto no hay una fuerte degradación.

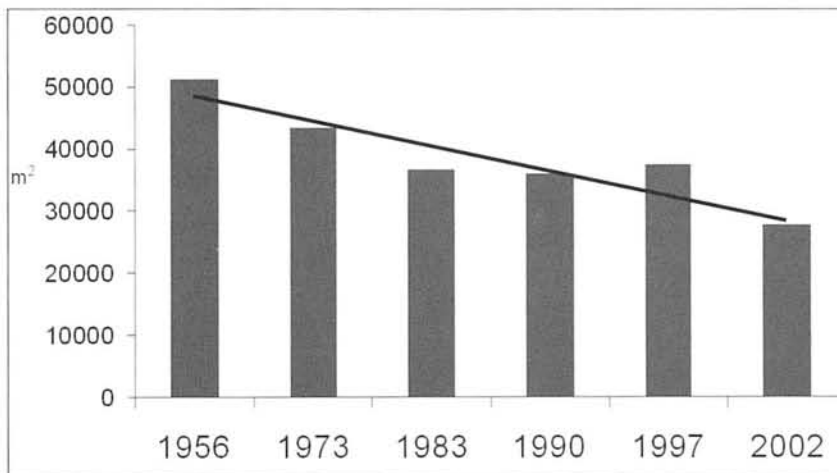


Figura 4. Evolución de la superficie vegetada.

Año 1983

En 1983 la superficie vegetada disminuyó un 15% con respecto a 1973 y era de casi un 30% inferior comparándola con el año 1956 (fig. 4). El aspecto más importante de este año es la importante fragmentación

del frente dunar en pequeñas brechas, alguna de las cuales desembocarán en la formación de morfologías transgresivas de tipo *blowouts*. Así mismo, el *blowout* occidental (que se inicia con la riada de 1973) ha incrementado su tamaño hasta alcanzar el cauce

del torrente. En la clasificación morfoecológica, nos encontraríamos en el estadio 2 de Hesp (1988).

En cuanto al análisis de las características del Listado de Control (fig. 3), nos resulta una figura casi simétrica donde el porcentaje los ejes C y D ha aumentado claramente con respecto a 1973, siendo de 60.4% (tres veces superior que en 1973) y 52.1% respectivamente. Esta diferencia obedece al incremento del transporte de arena hacia el interior del sistema, relacionado con el aumento del porcentaje de superficie ocupada por *blowouts*, unido al retroceso de la *foredune* y la creación y desarrollo de roturas del frente dunar. En cuanto a la presión de uso, aumenta la densidad de caminos y la presencia de instalaciones temporales sobre la playa, así como la creación de una instalación permanente junto a la zona urbana. Respecto a las medidas de gestión, estas continúan siendo las mismas que en 1973.

Sin duda el aspecto más destacado de este año con respecto a los anteriores es que constituye un punto de inflexión y el inicio de la degradación del sistema dunar, especialmente en lo referente al estado de conservación de la *foredune* puesto de manifiesto en el incremento superior al doble en los valores del eje C.

Año 1990

La tendencia iniciada en la fotografía de 1983 se confirma con un aumento en el número de *blowouts* sobre la *foredune* en su parte central y junto al canal de deflación situado en el *blowout* más occidental, si bien la superficie vegetada aumenta ligeramente (fig. 4), debido a la recolonización de la vegetación psamófila en el extremo del *blowout* más occidental como consecuencia del aporte de nuevo sedimento procedente de la erosión del frente dunar.

Desde el punto de vista morfoecológico nos encontramos en el estadio 3 de la

clasificación de Hesp (1988). Se ha de destacar, que el sector más occidental de la *foredune*, correspondería a un estadio superior (estadio 4, cuyas características veremos más adelante) más erosivo, con el importante desarrollo de un *saucer blowout*. En conjunto, se caracteriza por una topografía con inicio de morfologías tipo *hummock*, un aumento en el número de brechas en el frente dunar y el desarrollo de un *trough blowout* en el sector oriental de la *foredune*. Estas morfologías transgresivas transportan importantes cantidades de sedimento hacia el interior del sistema al acelerarse el flujo eólico, iniciando el desequilibrio sedimentario del sistema playa-duna, y el avance de morfologías de lóbulos arenosos hacia el interior, enterrando a su paso parte de la masa forestal.

El Listado de Control (fig. 3) confirma estos datos con un aumento del porcentaje de todos los ejes (excepto el D, que se mantiene similar). Así, el eje B, refleja un aumento en el número de roturas del frente dunar. En cuanto a las medidas de gestión, estas continúan siendo las mismas con respecto al año 1983.

Año 1997

En la fotografía de 1997 destaca un aumento de la superficie del canal de deflación principal situado en la margen occidental de la *foredune*, así como del tamaño del *blowout*. La superficie de la vegetación aumenta ligeramente con respecto a 1990 (fig. 4). Este incremento obedece a la aparición de *shadow dunes* sobre el *blowout* más occidental y de mayor tamaño, cuando la vegetación coloniza la superficie erosionada por el torrente.

Dentro de la clasificación morfoecológica, seguimos en el estadio 3, pero aumentando los condicionantes para alcanzar el estadio 4, que se manifiesta principalmente en el incremento de los *blowouts*, canales de deflación y aumento de la

topografía *hummock*; todo ello en el sector occidental de la *foredune*.

El gráfico de la figura 3 confirma el aumento de la presión que se manifiesta en un crecimiento del área del polígono con respecto a 1990 en los ejes C (77.1 %) y en el D (presión de uso), con un porcentaje de 62.5 (un 20% superior a 1990). Ello es debido a un incremento de la presión de visitantes y del número de caminos; también se aprecia un incremento del tráfico rodado por del interior del sistema dunar.

En cuanto a las medidas de protección, este porcentaje aumenta debido a la protección por legislación al ser incluida esta área como Area Natural de Especial Interés (ANEI) a partir de la Ley 1/91 de 30 de enero. Ello conlleva la declaración de suelo no urbanizable de especial protección, además de la inclusión de paneles informativos a ambos extremos de la playa. De cualquier modo, la ausencia de planes anteriores de gestión hace que estas medidas sean insuficientes para evitar la degradación del sistema y sean meramente legales sin ningún tipo de gestión física sobre el medio.

Año 2002

La fotografía aérea correspondiente a este año sigue mostrando un incremento de la superficie de arena sin vegetar (la superficie vegetada con respecto a 1956 es un 46 % inferior). Nos encontramos en el estadio 4 de la clasificación morfoecológica de Hesp (1988). La *foredune* se ha transformado en dos *blowouts* (en el sector occidental) de escala hectométrica, encabezados por una superficie de deflación y rodeada de montículos parcialmente vegetados, mostrando una topografía típica de *hummocks*. En la otra mitad de la *foredune*, el número de lóbulos se mantiene constante, pero el tamaño del *trough blowout* continua aumentando sus dimensiones canalizando el sedimento desde la playa hacia el interior del sistema. Topográficamente, la *foredune* es asimé-

trica, con paredes verticales hacia el mar producto de la erosión.

En lo que se refiere al gráfico, los valores se mantienen similares a 1997 en todos sus ejes, mostrando un ligero incremento en el eje C. Este aspecto nos muestra el estado de degradación continuado desde 1997. En cuanto a las medidas de protección, se aprecia un incremento con respecto a 1997, debido a la creación del Parc Natural de la Península de Llevant, con fecha de 12/07/2001, aunque lamentablemente no se creó un apartado específico de gestión de este u otro sistema dunar.

Año 2005

El gráfico realizado para este año se llevó a cabo a partir del trabajo de campo. A partir de él se ha elaborado una cartografía geomorfológica del sistema dunar con un mayor detalle en la zona más sensible del mismo con el objeto de determinar su evolución futura.

En la gráfica resultante (fig. 3) se puede observar un incremento del valor de todos los ejes, especialmente sobre el eje B, que con respecto al año 2002 es del 16.6 %. Este incremento en la degradación de la playa obedece fundamentalmente a factores como la erosión del frente dunar, a un retroceso de la línea de costa y una mayor anchura de las brechas del frente dunar. En cuanto al aumento en el eje D, se debe a la presencia de vehículos sobre el sistema dunar, no solo de 4x4, si no que se denota la presencia de quads en cualquier parte del sistema.

Este hecho viene a resumir de forma clara los síntomas de degradación progresiva en los últimos años del sistema dunar y que parece que de forma irremediable las *foredunes* terminarán en el estadio 5 de la clasificación morfoecológica de Hesp (1988), es decir, con el mayor grado de degradación y desestructuración del sistema dunar, en la zona más vulnerable del mismo.

En cuanto a las medidas de protección, la principal novedad reside en la reducción de la superficie del Parc Natural de la Península de Llevant, de la que también queda excluido el sistema dunar de sa Mesquida.

4. Discusión

Analizado mediante el SIG y el Listado de Control la evolución espacial y temporal del sistema dunar de sa Mesquida, la principal conclusión a la que llegamos es que este se halla en una situación extremadamente delicada y que avanza hacia su total degradación si no se toman las medidas oportunas.

Para evidenciar a esta conclusión, analizaremos la evolución temporal de las principales categorías (ejes B, C y D) que mantienen un incremento del valor de los porcentajes desde 1956 hasta el año 2005 (fig. 5). Destaca especialmente el incre-

mento entre 1956 y 1983 para los ejes C y D, comenzando con un valor de cero hasta alcanzar el 60.4 y 52.1% respectivamente. A partir de esta fecha, los valores continúan incrementándose, pero de una forma más moderada, excepto para el eje C que alcanza valores superiores al 85% para el año 2005. A partir de 1990, todos los ejes superan valores del 50%.

Por su parte para el eje D, la gráfica muestra una menor inclinación a partir de 1990, lo que puede interpretarse que este factor (la presión de uso) se halla casi estabilizado. Es decir, con una presión de uso similar entre 1997 y 2005 el efecto negativo sobre la *foredune*, no se estabiliza como podría suponerse, si no que continúa incrementándose y queda reflejado en la curva del eje C. Así en 1973, el eje D es 20 puntos superior al eje C; sin embargo, a partir de esta fecha la tendencia se invierte, por lo que una determinada presión de uso es suficiente para deteriorar el sistema.

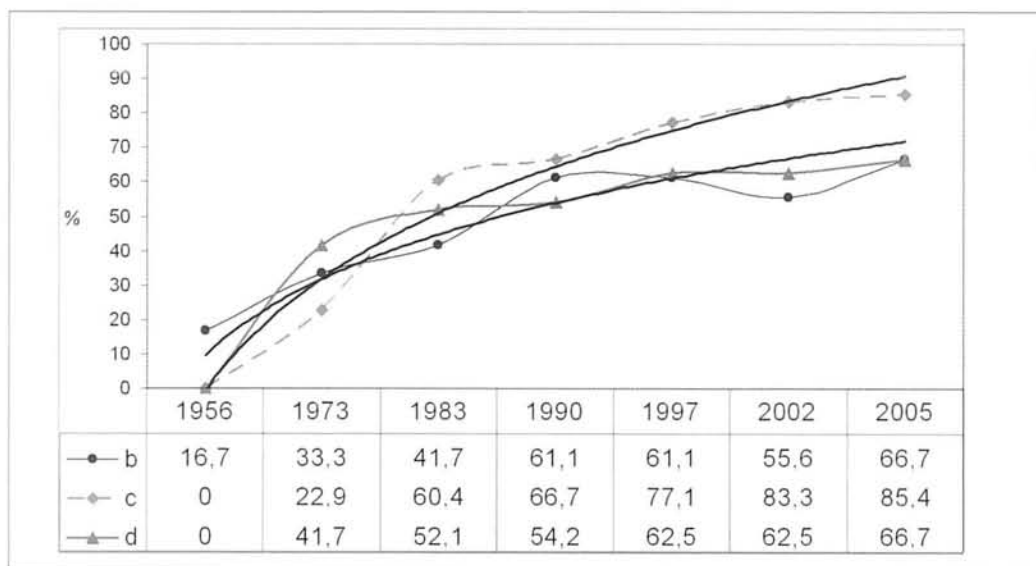


Figura 5. Evolución de los ejes B (condición de la playa), C (franja litoral) y D (presión de uso) siguiendo el Listado de Control.

Por lo que respecta a la evolución morfoecológica de la *foredune*, esta ha evolucionado desde el estadio más óptimo (estadio 1) hasta el penúltimo (estadio 4) en la clasificación de Hesp (1988) y con una tendencia clara hacia el más negativo (aunque el sector occidental de la *foredune* podría pertenecer a esta categoría).

La figura 6a resumiría la situación a la que se ha llegado hasta la actualidad. Así tenemos que a partir de 1973 comienza el proceso erosivo y no se detiene hasta la actualidad. A partir de 1983 (en tan solo 7 años) se pasa de forma consecutiva del estadio 2 al 3 en 1990 y al estadio 4 para los años 1997 y 2002. De no haber ningún tipo de intervención pasaremos irremediablemente hacia el estadio 5 en un breve espacio de tiempo, si las condiciones continúan como hasta ahora.

Esta gráfica puede hacerse extensible para el conjunto de las Islas Baleares (fig. 6b), donde tenemos numerosos ejemplos en

los que se ha pasado desde los estadios 2 y 3 hacia el más degenerativo (el 5), debido especialmente a la urbanización sobre los mismos sistemas dunares, por lo que su recuperación hoy por hoy es prácticamente imposible.

En ambas figuras podemos observar una curva inversa a partir del estadio 4. La evolución hacia la destrucción de la *foredune*, puede ser corregida en sentido contrario si ciertos condicionantes (revegetación, estabilización, reducción de la erosión eólica) tienen lugar (Hesp, 2002). Tampoco es probable que desde un estadio 5 se pueda alcanzar el 1 ó el 2. Esto significa, que a pesar del avanzado estado de degeneración de la *foredune*, aun cabe la posibilidad de su recuperación, si los planes y medidas de gestión son los adecuados y de este modo alcanzar estadios más cercanos al óptimo.

Así pues, la ausencia de cualquier medida de gestión encaminada a paliar los efectos erosivos, principalmente de origen

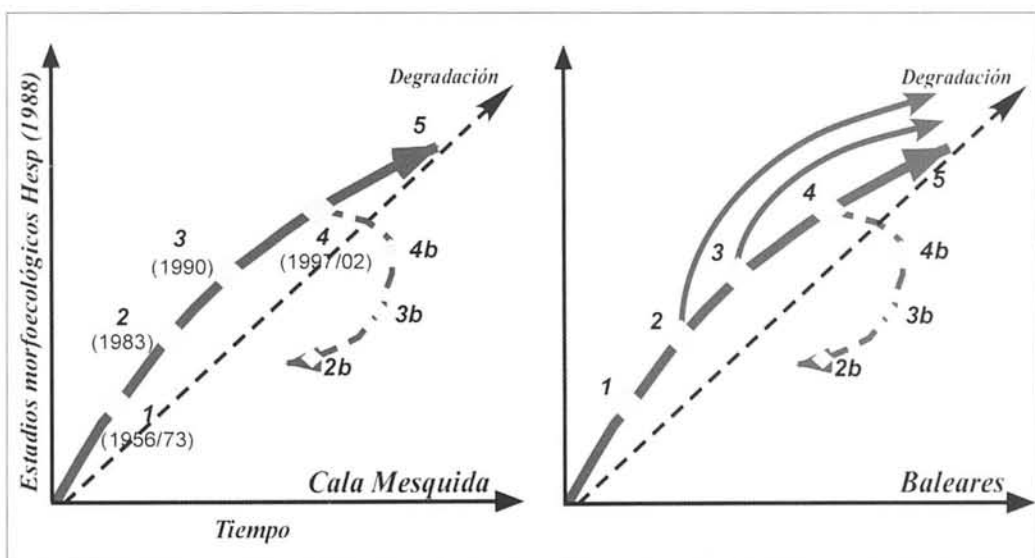


Figura 6. Evolución de las foredunes según los estadios morfoecológicos de Hesp (1988) en Cala Mesquida (a) y propuesto para el resto de Baleares (b).

antrópico, no ha favorecido tampoco su regeneración, a pesar que desde hace varios años tanto vecinos como grupos ecologistas han hecho notar su voz poniendo de manifiesto la constante degradación e la playa y la duna.

No obstante solo el conocimiento preciso de su evolución y las causas que han provocado su degradación pueden ayudar a que tal situación pueda dar los resultados esperados.

5. Conclusiones

La gestión de las dunas litorales en ocasiones suele resultar difícil de aplicar debido a la falta parámetros cuantificables que nos permitan tener una base de actuación. El concepto de un índice semicuantitativo de vulnerabilidad que puede ser utilizado de forma espacial y temporal, constituye una buena herramienta de gestión.

El procedimiento descrito ha producido una valoración de la vulnerabilidad del sistema dunar de Cala Mesquida, que permite establecer un principio de acción para una mejor gestión de la zona. Este método permite a los gestores, una vez identificados aquellos aspectos que han dado lugar a esas alteraciones, centrar sus actividades en aquellas zonas más vulnerables.

La sistemática aplicación de este método a lo largo del tiempo permite conocer lo posibles cambios que han tenido y tienen lugar en el sistema, así como la posibilidad de ayudar a establecer una estrategia de gestión preventiva ante el posible impacto. Otro aspecto positivo de este método es el de poder establecer prioridades de gestión.

Bibliografía

BODERE, J., CRIBB, R., CURR, R., DAVIES, P., HALLEGOUET, B., MEUR, C., PIROU, N. y WILLIAMS, A. (1994):

Vulnerabilité des dunes littorales : mise au point d'une méthode d'évaluation. In Miossec, A. (Ed.), *Défense des côtes ou protection d l'espace littoral*. Cahiers Nantais, nº 41-42, págs. 197-201.

CORBÍ, A. (1990): Geomorfología del sistema dunar de Sa Mesquida (Capdepera) a l'illa de Mallorca. *II Jornades del Medi Ambient de les Balears*, págs. 40-41.

CURR, R., EDWARDS, E., KOH, A., WILLIAMS, A. y DAVIES, P. (1997): Analysis of Mediterranean sand dunes using digital imaging. *MedCoast '97*, págs. 811-820.

DAVIES, P., CURR, R., WILLIAMS, A., HALLÉGOUET, B., BODERÉ, J. y KOH, A. (1995): Dune management strategies: a semi-quantitative assessment of the interrelationship between coastal dune vulnerability and protection measures. In Salmon, A.; Berends, H. y Bonazountas, M. (Eds.), *Coastal management and Habitat Conservation*, págs. 313-331.

GARCÍA-MORA, M. R., GALLEGOFERNÁNDEZ, J. B., WILLIAMS, A. T. y GARCÍA-NOVO, F. (2001): A Costal Dune Vulnerability Classification. A case study of the SW Iberian Peninsula. *Journal Coastal Research*, nº 17 (4), págs. 802-811.

HESP, P. (1988): Morphology, dynamics and internal stratification of some established *foredunes* in southeast Australia. *Sedimentary Geology*, nº 55, págs. 17-41.

HESP, P. (2002): Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, nº 48, págs. 245-268.

LARRANJEA, M., RAMOS, A. y WILLIAMS, A. (1999): Comparison of two checklist methods for assessment of coastal dune vulnerability. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, nº 15 (1-4), págs. 259-268.

OJEDA, J. (2000): Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias y propuesta. *Boletín de la AGE*, nº 30, págs. 103-108.

SERVERA, J. (1997): *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesi Doctoral, UIB, 2 vols.

WILLIAMS, A., DAVIES, P., CURR, R., KOH, A., BODERÉ, J., HALLEGOUET, B., MEUR, C. y YONI, C. (1993): A checklist Assesment of Dune Vulnerability and protection in Devon and Cornwall, UK. *Coastal Zone'93*, págs. 3394-3408.

WILLIAMS, A., DAVIES, P., ALVEIRINHO-DIAS, J., PERIRA, A.,

GARCÓIA-MORA, C. y TEJADA, M. (1994): A re-evaluation of dune vulnerability checklist parameters. *Gaia*, nº 8, págs. 179-182.

WILLIAMS, A., CURR, R., DAVIES, P., EDWARDS, E. y KOH, A. (1998): An innovative approach to integrated dune management. In Helveg, C. (ed) *Coastal dunes, management protection and research. Geological Survey of Denmark*, págs. 150-157.

*Evolución de la línea de
costa de la Playa de
Palma-Arenal (1956-2004)*

Miquel Àngel Coll Ramis

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears
geollorita@yahoo.es

**José Francisco Feliu de la
Peña Pons**

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears
josefeliu@gmail.com

Núria Llabrés Prat

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears
nurialp84@hotmail.com

Pep Romera Gallegos

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears
pep_romera@ono.com

Esther Rullan Bauzà

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears
sterrullan@hotmail.com

EVOLUCIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA DE LA PLAYA DE PALMA-ARENAL (1956-2004)

Miquel Àngel Coll Ramis
José Francisco Feliu de la Peña Pons
Núria Llabrés Prat
Pep Romera Gallegos
Esther Rullan Bauzà

RESUMEN: El desarrollo turístico que experimentó la Bahía de Palma y s'Arenal a lo largo del siglo XX, provocó diversos impactos antrópicos que han condicionado la dinámica litoral de la zona. Entre ellos, cabe destacar la regeneración artificial; que tuvo lugar durante el período 1989-90, la construcción de dos puertos deportivos (Can Pastilla y s'Arenal), y un paseo marítimo sobre la playa. Estas actuaciones han provocado la degradación del sistema playa-duna y en consecuencia han aumentado la erosión de la playa.

PALABRAS CLAVE: dinámica litoral, impactos antrópicos, sistema playa-duna, deriva litoral, Bahía de Palma.

ABSTRACT: Bay of Palma and s'Arenal tourism development during the second half of the 20th century has caused several anthropic impacts that have conditioned these areas coastal dynamics. Actions like the sand nourishment made during 1989-1990, the construction of two sportive harbours (Can Pastilla and s'Arenal) and a maritime boulevard on the beach, should be pointed out. These human impacts have lead to the the beach-dune system degradation and, consequently, have increased beach erosion.

KEY WORDS: Coastal dynamics, Human impacts, Beach-dune system, Coastal drift, Bay of Palma.

1. Introducción

El presente artículo tiene como principal objetivo, estudiar la evolución de la línea de la Playa de Palma, entre los años 1956 y 2004. Para ello, es preciso realizar algunas consideraciones iniciales:

En primer lugar hay que tener en cuenta que un sistema playa-duna, es un espacio en

constante equilibrio entre el mundo biótico, sumergido, y el mundo abiótico, emergido (Servera, 2004), siendo también espacios donde cualquier alteración del entorno rompe con facilidad el equilibrio. La ocupación del litoral altera su dinámica natural, incrementado gravemente su fragilidad y causando modificaciones en su dinámica y evolución (Nordstrom, 2002). Por otro lado,

no se puede obviar que la urbanización con los paseos litorales, calles, pavimentaciones, puertos deportivos, etc., suelen tener impactos irreversibles sobre las formas litorales (Rosselló et al., 1998).

La playa constituye el principal activo del medio ambiente sobre el cual se fundamenta la economía turística de Mallorca (Rodríguez et al., 2000).

En función de estos y otros factores, se ha podido detallar cual ha sido el comportamiento natural y/o antrópico de la playa de Palma y s'Arenal durante las últimas décadas.

2. Área de estudio

La zona de estudio se localiza en la Bahía de Palma, en los municipios de Palma y Llucmajor, ubicados en el suroeste de la isla de Mallorca. Concretamente se ha analizado la evolución temporal de la Playa de Palma. Este espacio, se puede dividir en tres núcleos de características diferenciadas: Can Pastilla, Sometimes-Maravillas y s'Arenal (Picornell, 2002) (Fig. 1).

La Playa de Palma comenzó a desarrollarse turísticamente durante los años

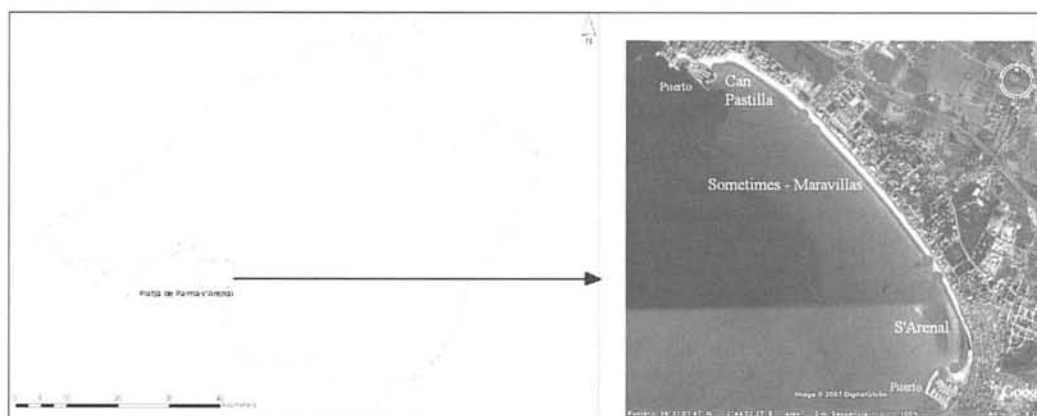


Figura 1. Localización del área de estudio en la isla de Mallorca.

50, con la construcción de los primeros establecimientos hoteleros de pequeñas dimensiones. A partir de los años 60, coincidiendo con el primer *boom* turístico, se empezaron a construir grandes edificios hoteleros, que se fueron ubicando entre las zonas residenciales preexistentes. Ya en los años 70, con el proceso urbanizador finalizado aparece gran cantidad de viviendas unifamiliares formando un continuo urbano, alternándose con algunas formaciones

dunares aisladas relictas, a lo largo de la costa con alternancia de hoteles, viviendas y locales de oferta complementaria (ver Tabla 1). Los núcleos de Can Pastilla y de s'Arenal han perdido gran parte de su carácter turístico, convirtiéndose en espacios urbanos con elevadas densidades de población residente. La zona de Sometimes-Maravillas es prácticamente el único espacio que mantiene el metabolismo eminentemente turístico, a pesar que la presión urbana de la

ciudad es un peligro constante (Picornell; Picornell, 2002). Con este contexto, hoy día la Playa de Palma es considerada como un

destino turístico maduro, en el cual está previsto la ejecución de un Plan de Reconversión Turística.

Tabla 1. Datos turísticos y poblacionales (Picornell y Gomà, 2002).

	Número viviendas	Población permanente	Población 2ª residencias	Plazas turísticas	Número de hoteles
Can Pastilla	2.004	3.721	2.576	7.980	45
Sometimes-Maravillas	2.249	1.595	5.336	19.619	75
Arenal	3.005	5.068	4.213	5.345	46
Total	7.258	10.384	12.125	32.944	166

Este sistema playa-duna tiene una longitud aproximadamente de 5.000 metros de línea de costa, con una orientación NO-SE. Concretamente el origen de este sistema playa-duna se remonta a la época del Pleistoceno medio y superior, por la acumulación de cantidades de sedimento tras la regresión Rissense (Cuerda, 1989).

Las características más significativas que acompañan a este sistema playa-duna, desde la perspectiva de la geomorfología, son las desembocaduras de los torrentes de la Síquia de Sant Jordi, el cual alimenta a la zona húmeda de Ses Fontanelles y el Torrent dels Jueus.

La composición del sedimento del sistema playa-duna está formado por valores que oscilan entre un 80% y un 89% de elementos bioclásticos, mientras que para los elementos de origen terrígeno, lito-clásticos carbonatados, los valores van desde un 11% a un 20% (Jaume y Fornós, 1992). No obstante, debe tenerse en cuenta que en las últimas décadas, se han producido en la

zona de estudio regeneraciones artificiales de arena procedente de la plataforma marina, por lo que la composición y textura de esta parte del litoral de Mallorca puede haber sido alterada.

3. Metodología

Se basa en tres procesos consecutivos realizados con el programa ArcGis 9.1 a partir de las fotografías aéreas de los años 1956, 1979, 1990 y 2004:

1) Georreferenciación de las fotografías aéreas seleccionadas. Cada fotografía ha sido georreferenciada con el objetivo de establecer unas coordenadas geográficas comunes a todas las fotos, teniendo como base las coordenadas actuales del Mapa Topográfico Balear (1:25.000). El principal problema asociado a este proceso, es la distorsión geométrica que se produce desde el centro hacia los bordes de las fotografías aéreas. Esta distorsión depende principalmente de la altura y del ángulo con el que

está tomada la fotografía. Además, existen otras causas de distorsión como el propio relieve de la superficie terrestre, el tipo de cámara utilizada y su orientación. La restitución fotogramétrica permite corregir las deformaciones inherentes a la perspectiva cónica fotográfica (Ojeda Zújar, 2000).

II) Digitalización a partir de la fotografía aérea ya georreferenciada. Para cada vuelo se crea un polígono que representa la superficie de playa emergida. Así mismo también se realiza la digitalización del paseo, que aparece a partir de la fotografía de 1990. En la digitalización el principal problema se encuentra en la diferencia de escala que existe entre los diferentes vuelos, provocando que las fotografías tengan distinta resolución. Destacar que el vuelo de 1956, la fotografía era en blanco y negro,

hecho que complica la tarea de diferenciar la parte emergida de la parte sumergida de la playa.

III) Cálculo de la variación de la superficie de playa. Se superponen los polígonos digitalizados para cada uno de los períodos analizados: 1956-1979, 1979-1990 y 1990-2004. Tras la comparación de dos líneas de costa se convierte el espacio erosionado o acumulado en un polígono y se extrae su superficie para determinar cambios en la línea de costa (Ojeda *et al.*, 2003).

4. Resultados y discusión

Tras la aplicación de la metodología anteriormente citada, se han obtenido los siguientes resultados:

Tabla 2. Variaciones en los valores superficie total Playa de Palma y s' Arenal (1956-2004).

1956-1979	Ha	1979-1990	Ha	1990-2004	Ha
Superficie 1956	19,29	Superficie 1979	24,41	Superficie 1990	28,28
Avance natural	5,43	Avance (natural y antrópico)	12,82	Avance natural	0,47
Retroceso natural	0,32	Retroceso (natural y antrópico)	8,95	Retroceso natural	4,66
Superficie Total	24,41	Superficie Total	28,28	Superficie Total	24,10

Tabla 3. Valores de crecimiento relativo entre periodos.

	1956-1979	1979-1990	1990-2004
Crecimiento (Ha)	5,12	3,87	-4,18
Porcentajes	26,54%	15,85%	-14,78%

Período 1956-1979

En el año 1956 la superficie de playa era de 19,29 Ha. En función de los resultados obtenidos (ver Tablas 2 y 3), durante el periodo que va de 1956 a 1979, se produjo un incremento de 5,12 Ha., lo que supone un

aumento del 26,54% de la superficie total de playa. Este crecimiento se explica fundamentalmente por la construcción de los puertos deportivos de la zona de estudio, anteriores a 1956. Estas construcciones han actuado de barreras de retención del

sedimento que transporta la deriva litoral, cuya dirección es SE-NO. Esta circunstancia provocó que el crecimiento de superficie de arena, se concentrase principalmente en los extremos de la playa protegidos por los diques portuarios. Este fenómeno se corrobora con la decisión que adoptó la Junta Directiva del Club Náutico de Can Pastilla,¹ en el año 1981 al tener que modificar la bocana del puerto debido a los problemas de aterramiento ocasionados por la entrada constante de arena.

Período 1979-1990

Partiendo del año 1979, con una superficie total de playa de 24,41 Ha., se observa que ha habido un incremento de 3,87

Ha., lo que supone un aumento del 15,85% de la superficie total durante este periodo 1979-1990 (ver Tablas 2 y 3). Estos resultados se deben básicamente a las actuaciones antrópicas. Así, la evolución de la playa durante este periodo ha venido condicionada fundamentalmente por la construcción del paseo marítimo sobre la playa, el cual redujo esta superficie en 8,9 Ha. Mientras, la regeneración artificial de la playa que tuvo lugar durante los años 1989-90 con una aportación de 453.369 m³ de arena,² supuso un avance positivo de 12,82 Ha. El resultado de esta actuación fue el incremento uniforme de la superficie de arena en toda la zona de estudio (Figs. 2 y 4).

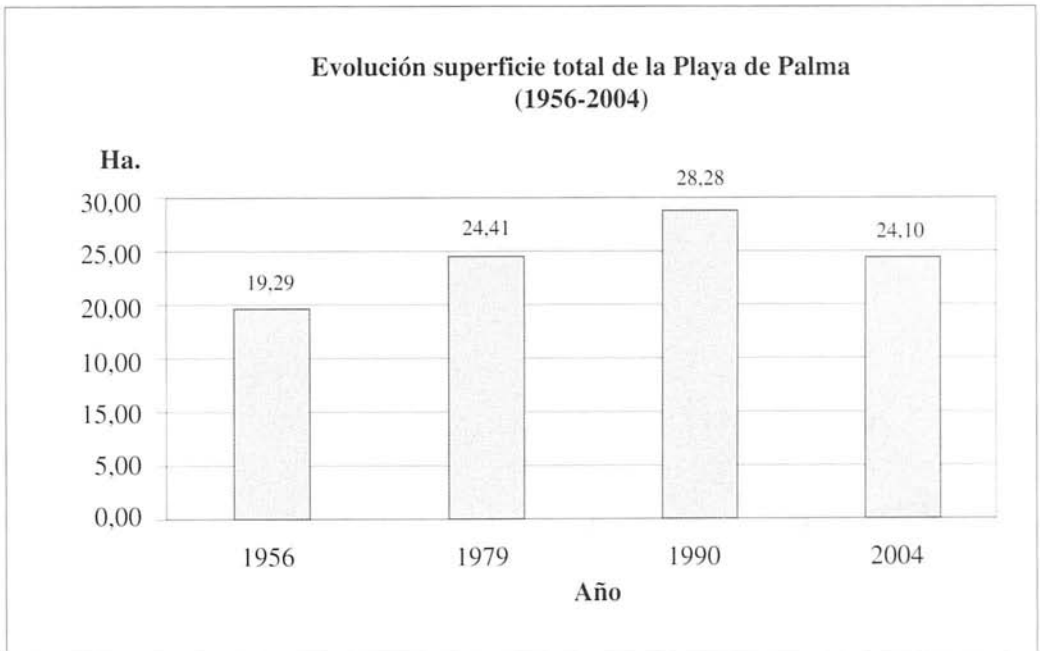


Figura 2. Evolución temporal de la superficie total a lo largo del periodo analizado.

¹ Club Náutico de Can Pastilla (<http://www.cmsap.com/historia.htm>)

² Demarcación de Costas en Illes Balears. Ministerio de Medio Ambiente. Dirección General de Costas.

Período 1990-2004

La característica principal de esta etapa es la pérdida generalizada de arena de forma natural. La pérdida de arena en la zona se atribuye, principalmente, a la acción del oleaje y la deriva litoral (Fig. 3). Esta reducción de sedimento arenoso es consecuencia del desequilibrio provocado por la regeneración artificial, ya que la propia dinámica litoral de la playa tiende a un

equilibrio. Si tenemos en cuenta el balance total entre el avance y el retroceso, el resultado final es negativo (-4,18 Ha.), lo que supone una pérdida del 14,78% de la superficie total. Esta pérdida se localiza principalmente en la zona más oriental de la playa, aunque cuenta con la excepción de la zona resguardada por el puerto deportivo de s'Arenal, donde el balance es positivo.

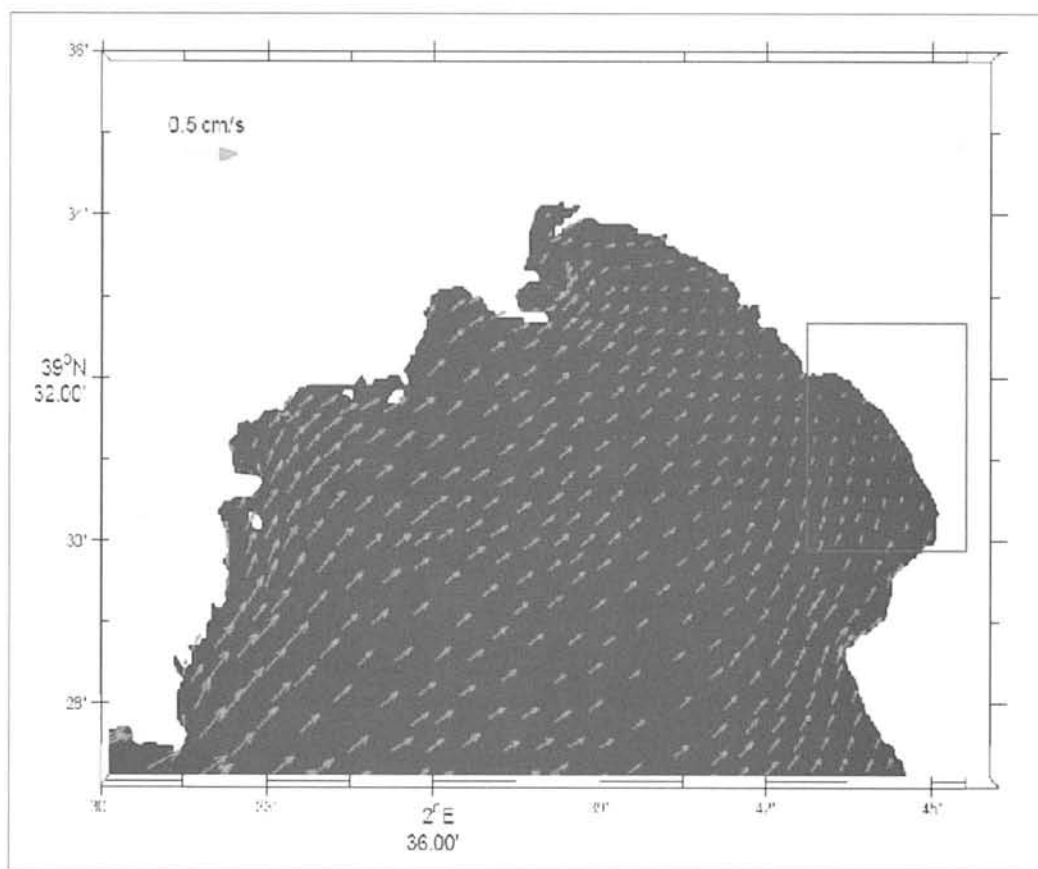


Figura 3. Simulación numérica de las corrientes superficiales en la Bahía de Palma bajo régimen de brisas con el modelo tridimensional FUNDY de elementos finitos (IMEDEA).

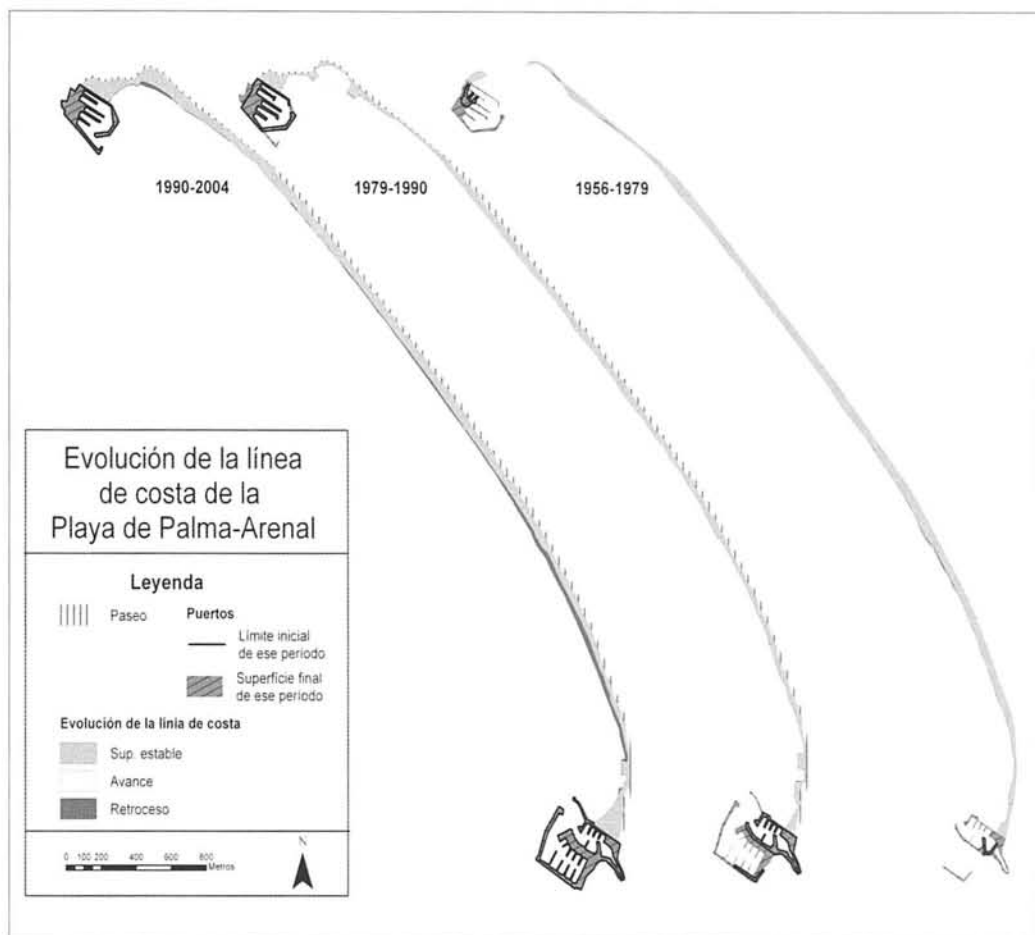


Figura 4. Resultados de la evolución de la línea de costa. Periodos 1956-1979, 1979-1990 y 1990-2004.

5. Conclusiones

Durante el período 1956-1979 la tendencia de la playa era de acreción de forma natural. En cambio, entre 1979-1990 se produjeron diversas actuaciones antrópicas (regeneración artificial y construcción del paseo marítimo), que alteraron la fisonomía original aumentando la superficie de la playa. Estas alteraciones provocaron en

parte, que entre 1990-2004, la playa tuviese, en general, un comportamiento erosivo. Por lo tanto, a partir de los resultados obtenidos, se observa que a pesar de las alteraciones antrópicas a las cuales se ha visto sometida la Playa de Palma y s'Arenal durante el periodo de estudio (1956-2004), tiene un comportamiento natural que tiende a un equilibrio.

Bibliografía

CUERDA BARCELÓ, J. (1989): *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Direcció General de Cultura, Conselleria de Cultura, Educació i Esports, GOVERN BALEAR. 2ª edició, p. 110.

INSTITUT MEDITERRANI D'ESTUDIS AVANÇATS (IMEDEA). *Bahía de Palma, sede olímpica de vela*. Disponible en:

http://www.imedea.uib.es/goifis/OTROS/CALANOVA/DOCUMENTOS/Palma_2012_input_IMEDEA.pdf

JAUME C. i FORNÓS J. J. (1992): Composició i textura dels sediments de la platja del litoral mallorquí. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, vol 35, p. 104-105.

NORDSTROM, K.F. (2002): The role of human in transforming coastal landscape. *Journal Coastal Research, Special Issue 36*.

PICORNELL CLADERA, M., PICORNELL BAUZÀ, C. «L'espai turístic de les Illes Balears. Un cicle de vida d'una àrea turística? Evolució i planificació a la darrera dècada». En Picornell, M. y Pomar, A. (ed.). *L'Espai Turístic*. INESE (2002), p. 75-78.

OJEDA ZÚJAR, J. (2000): Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias y propuestas. *Boletín de la AGE*, 30: p. 103-118.

OJEDA ZÚJAR, J., PARRILLA, E., MÁRQUEZ PÉREZ, A., LODER, J. (2003): «Tracing the recent evolution of the littoral spot at el Rompido, Huelva (Spain) using remote sensing and GIS». In «Coastal and Marine Geo-Information Systems. Applying the Technology to the Environment», (ed.) D. R. Green, & S. D. King. *Series Coastal Systems and Continental Margins*, Vol. 4, p. 200-204. Ámsterdam: Elsevier.

RODRÍGUEZ-PEREA, A., SERVERA NICOLAU, J. y MARTÍN PRIETO, J. A. (2000): *Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial continuada: informe Metadona*. Universitat de les Illes Balears i Ajuntament de Calvià, p. 13.

ROSSELLÓ, V. M., PANADERA, J. M. y PÉREZ CUEVA, A. (1998): *Manual de Geografía Física*. Universitat de València, p. 348.

SERVERA NICOLAU, J. (2004): Geomorfologia del Litoral de les Illes Balears. *Quaderns de Natura de les Balears*, ed.: Documenta Balears, Illes Balears, p. 67.

NORMES PER ALS AUTORS

La revista **TERRITORIS** del Departament de Ciències de la Terra de la UIB és oberta a totes les persones interessades en la ciència geogràfica i en l'anàlisi territorial. Cada original serà sotmès a la valoració de lectors externs. El Consell de Redacció es reserva la facultat d'efectuar-hi les correccions d'estil que estimi necessàries.

Una vegada acceptada la publicació d'un article, el Consell de Redacció s'encarregarà d'enviar-lo a l'autor amb la intenció que es faci càrrec de la correcció de les proves d'impremta i/o de les anotacions expressades pels lectors externs. Es procurarà que el text corregit es retorni al Consell de Redacció abans de deu dies.

Text. Se n'han d'enviar tres còpies impreses en paper, en folis DIN A4, i en disquet (format Word). L'espaiat interlineal ha de ser d'1,5. Els marges (superior, inferior, dret i esquerre) han de ser de 2,5 cm. El text no pot superar els vint folis en total, incloent-hi gràfics, mapes, notes i bibliografia.

L'original ha d'anar encapçalat pel títol de l'article, el nom i els cognoms de l'autor o els autors i la filiació institucional o el centre de treball. Cada article ha d'anar precedit per un resum, redactat en el mateix idioma del treball i en anglès, d'una extensió màxima de sis línies en cada idioma.

Després de cada resum s'han d'indicar les paraules clau representatives del contingut del treball, també en el mateix idioma del treball i en anglès.

Al text, i mitjançant anotació marginal en vermell, s'ha d'indicar el lloc aproximat on han d'aparèixer les figures (mapes, fotos i gràfics). Aquest tipus de material no es publicarà en color.

Els epígrafs s'han de jerarquitzar mitjançant l'ús de majúscula i minúscula, de major a menor, i anteposant, per aquest ordre, numeració romana, numeració aràbiga, lletra majúscula i lletra minúscula.

Notes i citacions. Les notes a peu de pàgina s'han d'utilitzar excepcionalment i només per donar-hi text addicional, mai referències bibliogràfiques.

Les citacions bibliogràfiques al text han de dur només el cognom de l'autor en minúscula, l'any i, en cas de reproduir part d'un text, la pàgina (Santos, 1996, 34). Si hi ha més de tres autors, s'ha de donar el primer seguit de et al. La referència completa s'ha de fer a la bibliografia.

Quadres. Han d'estar inserits en el text. Tots han de dur numeració romana i un títol breu, en minúscula.

Figures. Han de dur numeració aràbiga (Fig. 1, etc.) indistinta per a fotografies, mapes i gràfics. En tots els casos és obligatori enviar-les també en suport informàtic, en format TIFF, EPS o JPEG i a una resolució de 300 punts per polzada. Les fotos s'han d'enviar en paper i perfectament contrastades, amb indicació al dors del nom de l'autor i el número d'ordre. En els mapes i plànols, l'escala ha de ser sempre gràfica, mai numèrica, i s'hi ha d'indicar el nord.

Els dibuixos s'han d'enviar en net en paper vegetal normalitzat (DIN A4, DIN A3, etc.). Els que ofereixin defecte de delineació, de retolació o que utilitzin semiologia incorrecta, seran delineats de nou per la revista, i aquesta enviarà a l'autor el càrrec corresponent.

Bibliografia. Ha d'anar al final de l'article, en foli a part, per ordre alfabètic d'autors, d'acord amb el model següent, segons es tracti d'un llibre o un article de revista:

BERNAL SANTA OLALLA, B. (2001): *Las casas baratas en Burgos*. Burgos, Dossoles.

TROITIÑO VINUESA, M. Á. (1998): «Turismo y desarrollo sostenible en ciudades históricas». *Ería*, núm. 47, pàg. 211-227.

NORMAS PARA LOS AUTORES

La revista **TERRITORIS**, del Departament de Ciències de la Terra de la UIB, está abierta a todas las personas interesadas en la ciencia geográfica y en el análisis territorial. Cada original será sometido a valoración por parte de lectores externos. El Consejo de Redacción se reserva la facultad de efectuar las correcciones de estilo que estime precisas.

Una vez se haya aceptado la publicación de un artículo, el Consejo de Redacción se encargará de enviarlo al autor con la intención de que se haga cargo de la corrección de las pruebas de imprenta y/o de las anotaciones expresadas por los lectores externos. Se intentará que la devolución del texto corregido al Consejo de Redacción no exceda de los 10 días.

Texto. Se enviarán tres copias impresas en papel, en hojas DIN A4, y en disquete (formado Word). El espaciado interlineal utilizado será de 1,5. Los márgenes (superior, inferior, derecha e izquierda) utilizados son de 2,5 cm. El texto no podrá superar las 20 hojas en total, incluyendo gráficos, mapas, notas y bibliografía.

El original irá encabezado por el título del artículo, el nombre y apellidos del autor o autores, la filiación institucional o centro de trabajo. Cada artículo debe estar precedido por un resumen, redactado en el mismo idioma del trabajo y en inglés, con una extensión máxima de 6 líneas cada uno. A cada uno de los resúmenes seguirán las palabras clave representativas del contenido del trabajo, también en el mismo idioma del trabajo y en inglés.

En el texto, y mediante anotación marginal en rojo, se indicará el lugar aproximado en el que deben entrar las figuras (mapas, fotos y gráficos). No se publicará este tipo de material en color.

Los epígrafes se jerarquizarán mediante el uso de la mayúscula y minúscula, de mayor a menor y anteponiendo, por este orden, numeración romana, numeración arábiga, letra mayúscula y letra minúscula.

Notas y citas. Las notas a pie de página se utilizarán excepcionalmente y sólo para contener texto adicional y nunca referencias bibliográficas.

Las citas bibliográficas en el texto llevarán solamente el apellido del autor en minúscula, el año y, en el caso de reproducir parte de un texto, la página (Santos, 1996, 34). De existir más de tres autores, se citará el primero, seguido de et al. La referencia completa se hará en bibliografía.

Cuadros. Estarán insertados en el texto. Todos llevarán numeración romana y un título breve, en minúscula.

Figuras. Llevarán numeración arábiga (Fig. 1, etc.) indistinta para fotografías, mapas y gráficos. En todos los casos es obligatorio su envío también en soporte informático, en formato TIFF, EPS o JPG i a una resolución de 300 puntos por pulgada. Las fotos se enviarán en papel y perfectamente contrastadas, indicando al dorso el nombre del autor y el número de orden. En los mapas y planos, la escala debe de ser siempre gráfica, nunca numérica y se indicará el Norte.

Los dibujos se enviarán en limpio en papel vegetal normalizado (DIN A4, DIN A3, etc.). Aquellos que ofrezcan defecto de delineación, de rotulación o que utilicen semiología incorrecta, serán delineados de nuevo por la Revista, pasando al autor el correspondiente cargo.

Bibliografía. Irá al final del artículo, en hoja aparte, por orden alfabético de autores, de acuerdo con el siguiente modelo según se trate de un libro o artículo revista:

BERNAL SANTA OLALLA, B. (2001): *Las casas baratas en Burgos*. Burgos, Dosssoles.

TROITIÑO VINUESA, M. Á (1998): «Turismo y desarrollo sostenible en ciudades históricas». *Ería*, nº 47, págs. 211-227.

AUTHOR GUIDELINES

The journal **TERRITORIS**, published by the Department of Earth Sciences of the University of the Balearic Islands (UIB), will consider papers by all those interested in geography and territorial studies. Each original will be assessed by external readers. The Editorial Committee reserves the right to make any stylistic corrections that are deemed necessary.

Once a paper has been accepted for publication, the Editorial Committee will send the galleyproofs and/or comments by the external readers to the author for the paper to be corrected. Efforts must be made to return the corrected version to the Editorial Committee within 10 days.

Text. Three copies of the paper must be submitted, printed on A4 size sheets of paper, together with a copy on diskette (in Word format). 1.5 line spacing must be used and 2.5 cm margins (top, bottom, left and right). The text of the article may not exceed a total of 20 sheets of paper, including graphs, maps, notes and the bibliography.

The original must be headed by the title of the paper, the name and surnames of the author or authors and the institution or work centre to which they belong. Each paper must be preceded by an abstract, drafted in the same language as the paper and in English, each with a maximum of 6 lines. Each abstract should be followed by keywords representative of the content of the paper, also in the same language as the paper and in English.

In the text, via notes in the margin in red, the approximate place where any figures should be placed (maps, photos and graphs) must be indicated. This type of material will not be published in colour.

Notes and Citations. Footnotes should only be used in exceptional cases and only for additional text, never for bibliographical references.

Bibliographical citations within the text should only show the surname of the author in small letters, the year and, if part of a text is reproduced, the page number (e.g. Santos, 1996, 34). If there are more than three authors, the first should be cited, followed by et al. The full reference should be shown in the bibliography.

Tables. Tables must be inserted in the text. All should be numbered with Roman numerals and must bear a brief title in small letters.

Figures. These should be numbered with Arabic numerals (Fig. 1 etc.), whether they are photos, maps or graphs. In all cases, they must also be presented in a computerized format (TIFF, EPS or JPEG) with a resolution of 300 DPI. Photos must be sent on paper. They should have a perfect contrast and, on the back, should indicate the name of the author and the order in which they are numbered. Maps and plans must always include a graphic scale (never a numerical one), and the direction north.

Final copies of drawings should be sent on standard plant fibre paper (A4, A3 etc).

Bibliography. This should go at the end of the paper, on a separate sheet of paper. The authors should be listed in alphabetical order, as per the following examples for a book and article from a journal:

BERNAL SANTA OLALLA, B. (2001): *Las casas baratas en Burgos*. Burgos, Dossoles.

TROITIÑO VINUESA, M. Á (1998): «Turismo y desarrollo sostenible en ciudades históricas». *Ería*, no. 47, pp. 211-227.

NORMES À L'USAGE DES AUTEURS

La revue **TERRITORIS** du Département des Sciences de la Terre de l'UIB (Université des Îles Baléares) est ouverte à toutes les personnes intéressées par la géographie et l'analyse territoriale. Chaque original sera soumis à une évaluation de la part de lecteurs externes. Le conseil de rédaction se réserve le droit d'effectuer les corrections de style qu'il jugera pertinentes.

Dès lors que la publication d'un article aura été acceptée, le conseil de rédaction se chargera de le retourner à l'auteur afin qu'il procède à la correction des épreuves d'imprimerie et/ou des annotations consignées par les lecteurs externes. Le délai maximum recommandé pour la réexpédition du texte corrigé au conseil de rédaction sera de 10 jours.

Texte. Le texte devra être envoyé en trois exemplaires sur papier de format DIN A4 et être accompagné d'une copie sur disquette (format Word). L'espace interligne utilisé sera de 1,5 et les marges (supérieure, inférieure, de droite et de gauche) de 2,5 cm. La longueur maximum du texte ne devra pas dépasser 20 pages au total, graphiques, cartes, notes et bibliographie inclus.

Devront figurer en tête de l'original le titre de l'article, les nom et prénom de l'auteur ou des auteurs, ainsi que la filiation institutionnelle ou le lieu de travail. Chaque article devra être précédé d'un résumé, rédigé dans la même langue que l'article ainsi qu'en anglais, d'une longueur maximum de 6 lignes. Chaque résumé sera suivi des mots-clés représentatifs du contenu du travail, également dans les deux langues.

Dans le texte, l'endroit approximatif où devront être insérées les figures (cartes, photographies et graphiques) devra être signalé au moyen d'une note en rouge dans la marge. Ce matériel ne sera pas publié en couleur.

Notes et citations. Les notes de bas de page ne seront utilisées que de façon exceptionnelle et contiendront uniquement un texte additionnel et non pas des références bibliographiques.

Les citations bibliographiques insérées dans le texte devront indiquer uniquement le nom de l'auteur en minuscules, l'année et, s'il s'agit de la citation d'un passage, la page (Santos, 1996,34). Dans le cas de plusieurs auteurs, le premier sera cité suivi de "et al.". La référence complète devra figurer dans la bibliographie.

Tableaux. Ils seront insérés dans le texte. Ils devront porter la numérotation romaine et une légende courte en lettres minuscules.

Figures. Elles seront numérotées en chiffres arabes (Fig. 1, etc.) qu'il s'agisse de photographies, cartes ou graphiques. Dans tous les cas, l'envoi sur support informatique est obligatoire, au format TIFF, EPS ou JPEG et avec une résolution de 300 points par pouce. Les photographies devront être envoyées sur papier et parfaitement contrastées, avec indication au dos du nom de l'auteur et du numéro d'ordre. En ce qui concerne les cartes et les plans, l'échelle doit toujours être graphique et non pas numérique et le Nord indiqué.

Les dessins seront envoyés au propre sur papier calque naturel normalisé (DIN A4, DIN A3, etc.).

Bibliographie. Elle devra figurer à la fin de l'article, sur une feuille à part, par ordre alphabétique des auteurs, suivant le modèle ci-dessous selon qu'il s'agit d'un livre ou d'un article-revue:

BERNAL SANTA OLALLA, B. (2001): *Las casas baratas en Burgos*. Burgos, Dosssoles.

TROITIÑO VINUESA, M. Á (1998): «Turismo y desarrollo sostenible en ciudades históricas». *Eria*, nº 47, p. 211-227.





Universitat de les
Illes Balears