



Universitat de les Illes Balears

I·M·E·D·E·A  
Institut Mediterrani d'Estudis Avançats



SOCIETAT D'HISTÒRIA  
NATURAL DE LES BALEARS

B L E A R S  
**jove**  
"SA NOSTRA"  
CAIXA DE BALEARS



Govern de les Illes Balears  
Conselleria de Medi Ambient



Govern de les Illes Balears  
Conselleria d'Economia, Hisenda i Innovació



Departament de Medi Ambient i Natura



FEDER



9 788476 329955

GEOMORFOLOGÍA LITORAL: Migjorn y Llevant de Mallorca

J.J. FORNÓS, J. GINÉS Y L. GÓMEZ-PUJOL (eds.)

Joan J. Fornós  
Joaquín Ginés  
Lluís Gómez-Pujol  
(eds.)

# GEOMORFOLOGÍA LITORAL

## Migjorn y Llevant de Mallorca



UIB - SHNB - IMEDEA  
Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 15  
2007





# GEOMORFOLOGÍA LITORAL

---

Migjorn y Llevant de Mallorca

Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears, 15.

Primera edició: 15 de abril de 2007

© del texto: los autores

© de la edició: Societat d'Història Natural de les Balears

C/ Margarida Xirgú, 16 baixos

07011 Palma de Mallorca

Tel/fax: 971 71 96 67

ISBN: 978-84-7632-995-5

DL: PM-876-2007

Impresión y encuadernación:

Sairpa S.L. & Bindermar S.L.

C/ Islas Baleares, 26 - Pol. Ind. Son Bugadellas

07180 Santa Ponsa (Calvià)

Tel. 971 69 76 76

e-mail: [sairpa@terra.es](mailto:sairpa@terra.es)

Maquetación y fotomecánica:

Colorgràfic

C/ Llampugol, 33.

07005 Palma de Mallorca

Tel. 971 27 83 55

e-mail: [colorgrafic@ono.com](mailto:colorgrafic@ono.com)

Joan J. Fornós  
Joaquín Ginés  
Lluís Gómez-Pujol  
(eds.)

# GEOMORFOLOGÍA LITORAL

---

Migjorn y Llevant de Mallorca

Universitat de les Illes Balears  
Societat d'Història Natural de les Balears  
Institut Mediterrani d'Estudis Avançats

2007

Fornós, J.J., Ginés, J. y Gómez-Pujol, Ll. (eds.). 2007.  
Geomorfología Litoral: Llevant y Migjorn de Mallorca.  
*Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 15, 220 p.  
ISBN: 978-84-7632-995-5.



La mayor parte del presente volumen pretende resumir y difundir los resultados obtenidos gracias a los siguientes proyectos de investigación financiados por el Ministerio de Educación y Ciencia:

**BTE2002-04552-C03:** *El modelado kárstico y la evolución morfológica y sedimentaria del litoral en las Baleares, Valencia y Cerdeña, como resultado de las oscilaciones del nivel marino.*

**CLG2006-11242-C03:** *El litoral carbonatado mediterráneo: morfogénesis kárstica, fluvial y litoral y registros sedimentarios respectivos, como respuestas a la variabilidad paleoclimática cuaternaria.*



IV Reunióin de Geomorfología Litoral  
2007  
MALLORCA



# Índice

AUTORES .....	9
PRÓLOGO .....	13
<b>PARTE 1: INTRODUCCIÓN GENERAL</b>	
1.1. LA GEOMORFOLOGIA LITORAL DE MALLORCA CUARENTA Y CINCO AÑOS DESPUÉS Lluís GÓMEZ-PUJOL, Guillem X. PONS .....	17
1.2. EL LITORAL DE MALLORCA: SÍNTESES GEOMÓRFICA Lluís GÓMEZ-PUJOL, Pau BALAGUER, Joan J. FORNÓS .....	39
1.3. LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA DE LAS BALEARES Jaume SERVERA, Antonio RODRÍGUEZ-PEREA, José A. MARTIN-PRIETO .....	61
1.4. LA GESTIÓN LITORAL EN LAS ISLAS BALEARES José A. MARTIN-PRIETO, Francesc X. ROIG-MUNAR, Antonio RODRÍGUEZ-PEREA, Guillem X. PONS, Pau BALAGUER. ....	75
<b>PARTE 2: ASPECTOS MORFOLÓGICOS Y DINÁMICOS</b> <b>(Itinerarios geomorfológicos por la costa meridional y oriental de Mallorca)</b>	
INTRODUCCIÓN .....	93
2.1. EL SISTEMA PLAYA-DUNA DE ES TRENC (BAHÍA DE CAMPOS) <i>ANEXO 2.1 Itinerario y paradas complementarias</i> Jaume SERVERA, Antonio RODRÍGUEZ-PEREA, José A. MARTIN-PRIETO .....	105
2.2. EL PAPEL DE LA ESTRUCTURA EN LA FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DE UN ACANTILADO COSTERO DEL SURESTE DE MALLORCA (ILLES BALEARS) <i>ANEXO 2.2 Itinerario y paradas complementarias</i> Bernadí GELABERT, Pau BALAGUER, Joan J. FORNÓS, Lluís GÓMEZ-PUJOL .....	125
2.3. MOVIMIENTOS DE MASAS, DISGREGACIÓN GRANULAR Y BIOEROSIÓN EN LA COSTA ROCOSA MERIDIONAL Y ORIENTAL DE MALLORCA <i>ANEXO 2.3 Itinerario y paradas complementarias</i> Pau BALAGUER, Joan J. FORNÓS, Guillem X. PONS, Lluís GÓMEZ-PUJOL .....	137

2.4. EL MODELADO DE LA COSTA ROCOSA ORIENTAL DE MALLORCA: MACRO, MESO Y MICROFORMAS <i>ANEXO 2.4 Itinerario y paradas complementarias</i> Vicenç M. ROSSELLÓ, Pau BALAGUER, Joan FORNÓS, Joaquín GINÉS, Lluís GÓMEZ-PUJOL, Josep E. PARDO-PASCUAL, Francisca SEGURA .....	153
2.5. S'ESTRET DES TEMPS: REGISTRO CUATERNARIO, EOLIANITAS Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS <i>ANEXO 2.5 Itinerario y paradas complementarias</i> Joan J. FORNÓS, Antonio RODRÍGUEZ-PEREA, Richard G. BROMLEY, Lars B. CLEMMENSEN .....	173
2.6. LA GESTIÓN DEL SISTEMA PLAYA-DUNA DE S'AMARADOR (PARC NATURAL DE MONDRAGÓ, SE DE MALLORCA) <i>ANEXO 2.6 Itinerario y paradas complementarias</i> José A. MARTIN-PRIETO, Jaume SERVERA, M <sup>a</sup> Àngels RAMOS .....	187
2.7. ENDOKARST COSTERO, NIVELES MARINOS Y TECTÓNICA: EL EJEMPLO DE LA COSTA ORIENTAL DE MALLORCA <i>ANEXO 2.7 Itinerario y paradas complementarias</i> Joaquín GINÉS, Joan J. FORNÓS, Àngel GINÉS, Paola TUCCIMEI .....	201

# Autores

- Pau BALAGUER.** Institut Mediterrani d'Estudis Avançats, IMEDEA (CSIC-UIB), Miquel Marquès 21, 07190 Esporles (Illes Balears). E-mail: vdctpbh4@uib.es.
- Richard G. BROMLEY.** Geological Institute, University of Copenhagen, DK-1350 Copenhagen K, Denmark. E-mail: rullard@geo.geol.ku.dk
- Lars B. CLEMMENSEN.** Geological Institute, University of Copenhagen, DK-1350 Copenhagen K, Denmark. E-mail: larsc@geol.ku.dk.
- Joan J. FORNÓS.** Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa, km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: joan.fornos@uib.es.
- Bernadí GELABERT.** Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa, km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: bernadi.gelabert@uib.es.
- Àngel GINÉS.** Àrea d'Ecologia, Departament de Biologia, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. E-mail: agines@educacio.caib.es.
- Joaquín GINÉS.** Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa, km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: jginesgracia@yahoo.es.
- Lluís GÓMEZ-PUJOL.** Institut Mediterrani d'Estudis Avançats, IMEDEA (CSIC-UIB), Miquel Marquès 21, 07190 Esporles (Illes Balears). E-mail: lgomez-pujol@uib.es.
- José A. MARTIN-PRieto.** Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa, km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: josean33@gmail.com.
- Josep E. PARDO-PASCUAL.** Departament d'Enginyeria Cartogràfica, Geodesia i Fotogrametria, Universitat Politècnica de València. E-mail: jepardo@cgf.upv.es.
- Guillem X. PONS.** Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa, km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: ieagpb@uib.es.
- M<sup>a</sup> Àngels RAMOS.** Parc Natural de Mondragó, Conselleria de Medi Ambient, Govern de les Illes Balears.
- Antonio RODRÍGUEZ-PEREA.** Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa, km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: arperea@uib.es.
- Francesc X. ROIG-MUNAR.** Consell Insular de Menorca, Pl. Biosfera 5, Maó, Menorca (I. Balears). E-mail: xrm.mamb@cime.es.
- Vicenç M. ROSELLÓ.** Departament de Geografia. Universitat de València. E-mail: vicent.rossello@uv.es.
- Francisca SEGURA.** Departament de Geografia. Universitat de València. E-mail: francisca.segura@uv.es.
- Jaume SERVERA.** Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa, km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: jaume.servera@uib.es.
- Paola TUCCIMEI.** Dipartimento di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre", Roma (Italia). E-mail: tuccimei@uniroma3.it.



# GEOMORFOLOGÍA LITORAL

---

Migjorn y Llevant de Mallorca



# Prólogo

El litoral, habida cuenta de su condición de escenario y recurso sobre el que gravitan numerosas actividades económicas humanas (industria, turismo y ocio en general), ha acrecentado su protagonismo como foco de atención de diferentes ámbitos y disciplinas científicas. La presión antrópica ejercida sobre un ambiente de por sí ya muy dinámico y con un equilibrio frágil, obliga a sumar a los agentes y procesos de la dinámica litoral, la dinámica terrestre y la dinámica atmosférica, una componente más en forma de acción o intervención humana.

En unos tiempos en los que existe un auténtico bombardeo mediático a propósito del cambio climático y sus efectos sobre el litoral –supuestamente perjudiciales para la actividad humana y catastróficos para el medio natural–, y dada la vulnerabilidad de la costa baja en tales escenarios más bien apocalípticos, es conveniente disponer de un margen de conocimientos lo suficientemente amplio y sólido, como para poder separar la realidad o lo probable de la ficción. En este contexto, la *Geomorfología Litoral* y los científicos que a ella se dedican deben jugar un papel importante.

Hay que tener presente, además, que el estudio de la franja costera se incardina en el conocimiento de la variabilidad climática del Cuaternario. La evaluación del grado de actualismo de los procesos que han originado las formas hoy observables, así como la individualización de las herencias relacionadas con situaciones paleoclimáticas, han de facilitar la ubicación en un contexto lo más objetivo posible de las tendencias de cambio constatados en la actualidad.

Con motivo de la convocatoria de la IV Reunión de Geomorfología Litoral de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG), a celebrar en Palma (Mallorca) del 3 al 5 de mayo de 2007, organizada por el Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears (UIB) con la colaboración del Institut Mediterrani d'Estudis Avançats (IMEDEA) y de la Societat d'Història Natural de les Balears (SHNB), se pensó en la edición de un libro –inexistente hasta la actualidad– que pasara revista a la geomorfología litoral mallorquina. De esta manera se pondría al alcance de los especialistas, así como del gran público, las líneas de trabajo y los avances relevantes desarrollados hasta la fecha por los investigadores, que durante los últimos años y no sin grandes dificultades, han centrado su estudio en este campo del conocimiento científico de nuestra isla.

El presente libro incide en el modelado y la dinámica de los agentes y procesos litorales en la costa meridional y oriental de Mallorca, la cual sirve de modelo extrapolable a buena parte del litoral balear, si exceptuamos la costa abrupta relacionada con los relieves estructurados de la fachada norte (Serra de Tramuntana) y la noreste (Serres de Llevant). Así se pasa revista a la costa baja, cuyo modelo se ha centrado en la zona de es Trenc en la bahía de Campos (con su sistema playa –duna –albufera) aunque resulta totalmente válido para las bahías de Palma y Alcúdia. Por otro lado, la costa rocosa acantilada toma como localidad de referencia los aledaños del Parque Natural de Mondragó (Santanyí).

Los editores y la nómina de autores de la monografía, que el lector se dispone a consultar ahora, no pueden –ni quieren– cerrar estas primeras páginas sin agradecer el apoyo y colaboración de instituciones, responsables políticos, académicos y particulares, que de una manera u otra han confiado en nosotros y han apoyado desde el primer momento la confección, financiación y difusión del presente libro.

Nuestro más sincero agradecimiento abarca las siguientes instituciones y organismos: Fundació Sa Nostra, Departament de Medi Ambient i Natura (Consell de Mallorca), Direcció General de Recerca, Desenvolupament Tecnològic i Innovació de la Conselleria d'Economia, Hisenda i Innovació (Govern de les Illes Balears), Direcció General de Biodiversitat de la Conselleria de Medi Ambient (Govern de les Illes Balears), Direcció General de Qualitat Ambiental i Litoral de la Conselleria de Medi Ambient (Govern de les Illes Balears), Dirección General de Investigación (Ministerio de Educación y Ciencia), Institut Mediterrani d'Estudis Avançats (CSIC – UIB), Cuevas del Drach S.A., Societat d'Història Natural de les Balears y Universitat de les Illes Balears.

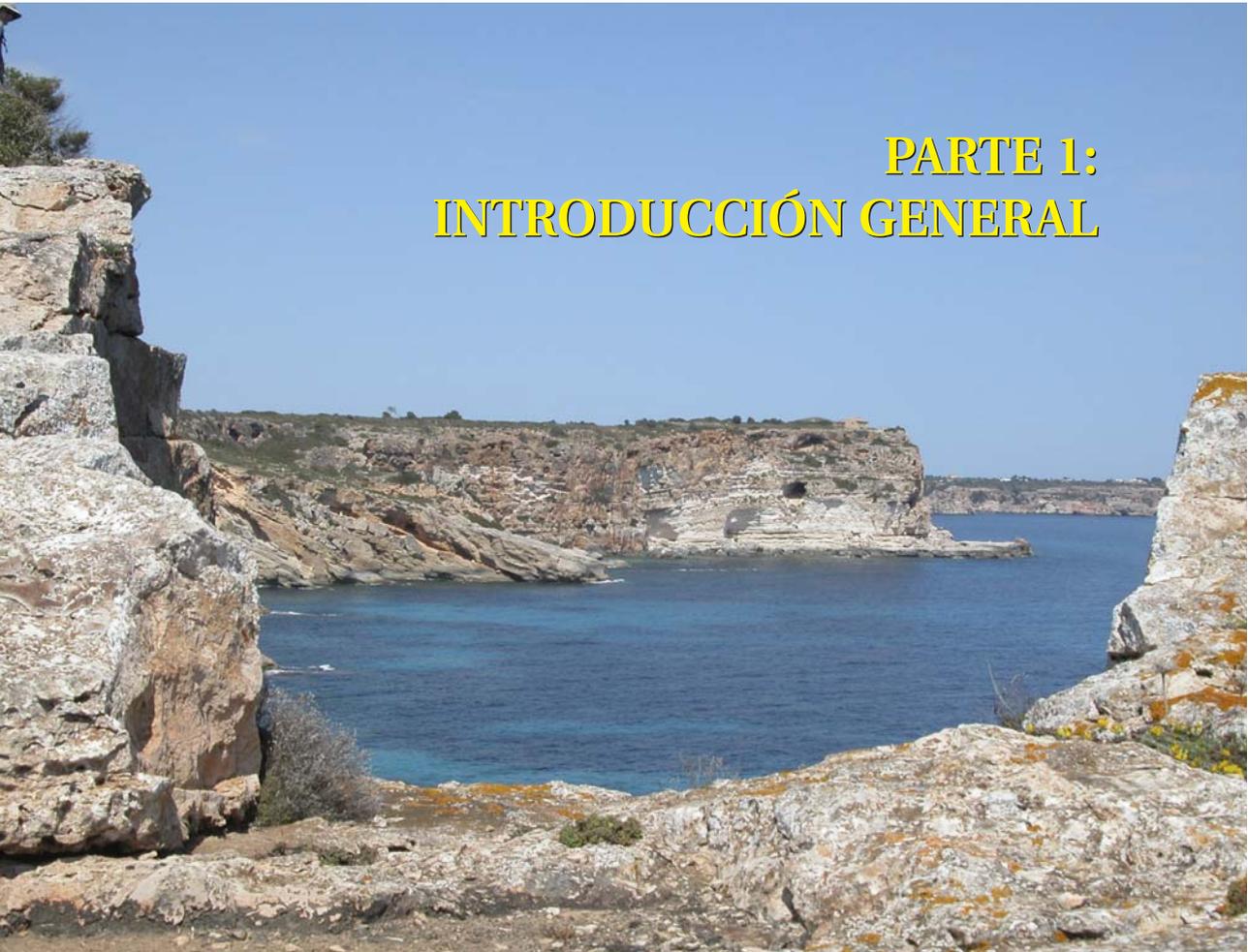
Esperamos que esta obra colectiva, aparte de constituir en sí misma un estado de la cuestión acerca de la *Geomorfología Litoral* de Mallorca, pueda suponer un estímulo para ulteriores investigaciones que continúen la trayectoria comenzada, de forma más o menos sistemática hace casi medio siglo, por científicos de la talla de Joan Cuerda –hoy lamentablemente desaparecido–, Karl W. Butzer o Vicenç M. Rosselló. Ellos y las sucesivas generaciones de investigadores, que han trabajado o trabajarán en nuestro litoral, dan sentido a las páginas que ahora presentamos.

*Joan J. FORNÓS, Joaquín GINÉS y Lluís GÓMEZ-PUJOL  
Palma, 14 de abril de 2007*

# GEOMORFOLOGÍA LITORAL

Migjorn y Llevant de Mallorca

## PARTE 1: INTRODUCCIÓN GENERAL





# 1.1

## LA GEOMORFOLOGÍA LITORAL DE MALLORCA CUARENTA Y CINCO AÑOS DESPUÉS

---

Lluís GÓMEZ-PUJOL<sup>1</sup> y Guillem X. PONS<sup>2</sup>

1) Institut Mediterrani d'Estudis Avançats, IMEDEA (CSIC-UIB), Esporles (Illes Balears).

2) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma (Illes Balears).

### INTRODUCCIÓN

A nadie se le escapa que, en una isla como la de Mallorca, la costa es un activo capital para la actividad turística. Sorprendentemente, en los incipientes años de aquella lejana *Industria de los forasteros*<sup>1</sup>, la costa era un recurso que quedaba en un segundo plano frente al imponente paisaje de la Serra de Tramuntana o activos puntuales como puedan ser las cavidades kársticas. Hoy por hoy –cuando la importancia de la costa obliga a estudiar y a conocer aquellos espacios de los que el hombre y su actividad han desestabilizado el equilibrio biofísico– llama la atención la riqueza académica, en términos históricos, de las investigaciones científicas a propósito de la costa mallorquina, desarrolladas con anterioridad a la eclosión turística de la isla. Efectivamente, los primeros trabajos de carácter descriptivo o temático de la costa mallorquina datan de finales del XIX. Aunque la primera síntesis, aún hoy de obligada referencia, es el trabajo de Karl W. Butzer, *Coastal Geomorphology of Majorca* publicado en *Annals of the Association of American Geographers* en 1962. Cuarenta y cinco años después, coincidiendo con la convocatoria de la *IV Reunión de Geomorfología Litoral* de la Sociedad Española de Geomorfología en el marco de la isla de Mallorca, vale la pena revisar el camino recorrido y sintetizar cuáles han sido las contribuciones y las líneas de investigación desarrolladas durante los últimos nueve lustros.

---

1) La primera línea marítima regular que enlazaba Palma con Barcelona se estableció en 1837, operada por el buque de vapor “El Mallorquín”. Mallorca empezó entonces a recibir visitantes ilustres (George Sand, Jean J. Laurens, Gaston Vuillier, Ludwig S. Hasburg-Lothringen, Adan Diehl, etc.) que promocionarían la isla en toda Europa generando el embrión del desarrollo turístico actual. A finales del siglo XIX aparecen los primeros artículos postulando los beneficios y la necesidad de la explotación del turismo para la modernización de la isla. Así en 1903 Bartomeu Amengual, mallorquín que ejercía de secretario de la Cámara de Comercio de Barcelona, publicó un opúsculo titulado *La Industria de los Forasteros* (Amengual, 1903) a raíz de la cual poco después cristalizaba la entidad Fomento del Turismo de Mallorca y se instalaban las primeras agencias de viajes, a la par que se edificaban los primeros hoteles en la primera línea de la costa noroccidental de Palma (El Terreno). Entre el bucólico turista del XIX y los que vendrían a partir de la estabilización de 1959, existe una abismal diferencia. La capacidad hotelera de 1935 sumaba 3.317 plazas; hoy totaliza alrededor de las 230.152 a las que cabe sumar las segundas residencias y la oferta no regulada.

## LA COSTA COMO OBJETO DE ESTUDIO: *DRAMATIS PERSONAE*

La costa o el litoral, más allá del ámbito de confluencia marítimo-terrestre (Komar, 1998), es el prisma de interacción entre la atmósfera, la hidrosfera, la litosfera y la biosfera (Pardo y Rosselló, 2001). Una zona de interferencia de cierta complejidad espacial y dimensional, puesto que ésta no tiene un carácter estrictamente lineal, sino que se trata de una franja de terreno más o menos amplia, de extensión variable y límites imprecisos en cada uno de los vectores geográficos, en el temporal y también en el temático (Sanjaume, 1985). Tal configuración se pone de manifiesto en los diferentes campos de estudio de los especialistas que trabajan en geomorfología litoral, entendiéndose por tal aquella disciplina que centra su interés en la explicación de la formación y evolución del relieve litoral a partir del estudio de sus formas, los sedimentos y los procesos que se dan en la línea de costa actual (Woodroffe, 2003).

En lo tocante a la consideración de la costa mallorquina como objeto de estudio, desde una perspectiva histórica, pueden distinguirse de tres a cuatro etapas más o menos claras, decantando algunas descripciones, intuiciones y tópicos de sabios clásicos o historiadores del XVIII. Las cuatro divisiones se corresponden con las contribuciones de las memorias de viajes de algunos visitantes ilustres o las campañas de naturalistas del XIX, las investigaciones previas a la segunda mitad del siglo XX, capitaneadas por Joan Cuerda y Karl W. Butzer, a las que siguen una línea de trabajo consolidada en el campo de la geomorfología litoral desde la Universitat de València bajo la dirección de Vicenç M. Rosselló, y el último periodo, finalmente, correspondiente a la consolidación de la Universitat de les Illes Balears y su Departament de Ciències de la Terra, así como de otras instituciones académicas (Institut Mediterrani d'Estudis Avançats, CSIC-UIB) o bien al trabajo de técnicos en la administración autonómica y/o local.

### *Antecedentes históricos*

En el marco geográfico de las Illes Balears, y en especial en el caso de Mallorca, el conocimiento científico de las costas es considerable y dilatado en el tiempo (Ginés, 2000; Balaguer, 2002). Si se pasa de largo sobre algunos precedentes como los trabajos de las comisiones hidrográficas (Gómez, 1894) o las memorias de los naturalistas y viajeros ilustrados que ofrecen breves descripciones de la costa (Grasset de Saint-Saveur, 1897; Vargas, 1787; Weyler, 1854) o bien de otras obras de mayor calado con descripciones de la costa mucho más detalladas (Hausburg-Lothringen, 1884-1891), el punto de partida de los trabajos propiamente de geomorfología litoral arranca con las observaciones que aparecen en el tratado de geomorfología, a propósito de las calas mallorquinas, del geólogo germánico Albrecht Penck (1894). Mallorca cuenta con el privilegio de acoger el centro de operación y las primeras contribuciones del clan fundador de la oceanografía científica del Estado. En 1906 Odón de Buen creaba un laboratorio oceanográfico en la bahía de Palma, y en 1916 su hijo Rafael de Buen y Lozano publicaba el "*Estudio Batilitológico de la Bahía de Palma de Mallorca*" donde ya se ponían de manifiesto los principales atributos de los sedimentos litorales de la costa mallorquina y se anotaban algunas observaciones de futura trascendencia a propósito del papel de las praderas de *Posidonia oceanica*. Como sucedió con otros científicos afincados en la isla, su defensa de la legalidad republicana truncó su carrera y le condenó al exilio. El conjunto de la obra del geólogo francés Paul Fallot (1889-1960) tiene cierta trascendencia en la geomorfología litoral, en especial aquellos comentarios en los que relaciona algunas características del trazado y naturaleza de la línea de costa con

las unidades morfoestructurales de la isla de Mallorca (Fallot, 1923). Los trabajos de Carandell (1927) donde compara las costas del S y las del SE y las asigna a diferentes estadios del ciclo geográfico, a la par que apunta hacia conceptos de “protoneotectónica”, en el contexto de su tiempo y considerando las limitaciones técnicas y teóricas de la época, suponen el punto de partida de la geomorfología litoral en Mallorca. Las notas de Denizot (1930), de Hernández-Pacheco (1932) y de Mengel (1934) con las que se cierra la primera etapa del conocimiento científico de las costas de Mallorca, pueden considerarse como los antecedentes de la escuela cuaternarista que dominaría la producción de geomorfología litoral de la segunda mitad del siglo XX.

*Joan Cuerda y Karl W. Butzer: pioneros y referencia obligada*

La investigación cuaternarista constituye la configuración casi exclusiva del paisaje científico en la geomorfología litoral y general de Mallorca durante la segunda mitad del siglo XX. Esta escuela tiene dos nombres propios, la influencia de los cuales es todavía hoy de suma importancia. Se trata del paleontólogo Joan Cuerda Barceló y del profesor de la University of Texas at Austin, Karl W. Butzer.

Joan Cuerda (Barcelona, 1912 – Palma de Mallorca, 2003), aunque militar de carrera, fue un destacado paleontólogo “aficionado” –si pudiera asignársele tal calificativo– en el ámbito internacional, así como el *alma mater* de la Societat d’Història Natural de les Balears (Fig. 1). Desde 1947, juntamente con Andreu Muntaner, inició una vasta e intensa campa-



Figura 1. Joan Cuerda –con americana y carpeta bajo el brazo– presentando el yacimiento marino cuaternario de Cala Gamba (Bahía de Palma) a los asistentes al V Congreso de la INQUA (1957) (Foto A. Muntaner).

ña de prospección de fósiles marinos de playas cuaternarias, que iniciándose en la bahía de Palma se extendería al resto de la costa mallorquina, la balear menor y las Pitiusas, hasta recalar en las costas alicantinas (Barceló, 1985). La principal contribución de Joan Cuerda consistió en ir más allá del inventario, localización y clasificación de yacimientos, puesto que enriqueció sus trabajos con observaciones a propósito de la distribución espacial de las especies, su significado cronológico, estratigráfico y ecológico, problemas de datación, paleoclimas, evolución de la línea de costa, nivel marino y sedimentología. Todo ello en vísperas de la consolidación de la curva del nivel marino y los estadios isotópicos de Shackleton y Opdyke (1973). Las publicaciones de Cuerda, así como su excepcional colección paleontológica, determinaron que de la mano de L. Solé Sabarís y F. Hernández Pacheco se planificara una visita a la isla de Mallorca en ocasión del V Congreso de la INQUA (International Quaternary Association) en septiembre de 1957, que encabezarían y dinamizarían el propio J. Cuerda y A. Muntaner. La visita a la formaciones cuaternarias de la bahía de Palma (Fig. 1) supone un hito para el posterior desarrollo del estudio del Cuaternario y la Geomorfología litoral estatal, así como el punto de inicio de una serie de contactos estatales (Solé Sabarís, Pacheco, Crusafont, Alía Medina, Hernández-Pacheco, Riba, Goy, Zazo...) e internacionales (Ambert, Blanc, Butzer, Crabtree, Despois, Eriksson, Fairbridge, Hearty, Jaeckel, Osmaston, Rohdenburg, Rose, Stearns, Thom, ...) que ubicarían a Cuerda y su trabajo en una proyección internacional y reconocimiento nada desdeñables. Una de las primeras aplicaciones del método de cómputo de las series de Uranio a la cronometría costera se practicó con las muestras mallorquinas de Cuerda (Stearns y Thurber, 1965). No es de extrañar que su trabajo de síntesis "Los Tiempos Cuaternarios en Baleares" (1975, 1989), juntamente con sus tres otros libros y un centenar de artículos en publicaciones nacionales e internacionales, hayan ejercido una notable influencia en todas las investigaciones posteriores relacionadas con el estudio del Cuaternario de las Illes Balears y del Mediterráneo occidental (Vicens y Pons, 2002).

Karl W. Butzer (Pomerania, 1934), prestigioso cuaternarista alemán discípulo de Troll<sup>2</sup>, inició su trabajo de campo en la Península Ibérica en 1959 (Fig. 2). Paralelamente a las investigaciones en la cornisa cantábrica, en Cataluña y en el sistema Ibérico, entró en contacto con Joan Cuerda por intermediación de Lluís Solé Sabarís (Rosselló, 1985). Entre 1958 y 1962, Butzer y Cuerda realizaron varias campañas a lo largo de la costa meridional y oriental de Mallorca, de las cuales surgieron varios artículos publicados entre 1961 y 1964 en Mallorca, Madrid y Chicago. Dejando de lado artículos de síntesis y de notable influencia, como la síntesis regional del Cuaternario mediterráneo (Butzer, 1961), cabe destacar en el ámbito de la geomorfología litoral mallorquina los trabajos de estratigrafía pleistocena (Butzer y Cuerda, 1962; 1983) y la primera aproximación descriptiva y clasificación del litoral de Mallorca (Butzer, 1962) que se convertirían en un referente de primer orden. Aunque la geomorfología litoral de Butzer deja en un segundo plano a las costas asociadas al contacto de los relieves alpinos de la isla con el mar (Serra de Tramunana y Serres de Llevant), se aplica, y con esmero, al perfil de los acantilados tallados en el roquedo del Mioceno superior, las dunas pleistocenas, los sistemas dunares, albuferas y playas holocenas. En su artículo ya apunta varias consideraciones ligadas a las interacciones del modelado fluvial, el kárstico y la fracturación que serán retomados por investigadores posteriores. Aunque existen ensayos posteriores a propósito de la clasificación y naturaleza del modelado lito-

2) Carl Troll (1888-1975) fue uno de los geógrafos físicos más influyentes del siglo XX y uno de los principales referentes de la Geografía alemana. Padre de la Ecología del Paisaje, desarrolló su investigación en los campos de la biogeografía, ecología, geomorfología periglacial y microclimatología. Entre otros aspectos, destaca la creación y dedicación a la publicación *Erkunde* y la presidencia de la International Geographical Union, IGU.

ral de Mallorca (Rosselló, 1975; Servera 2004), el trabajo de Butzer continúa por su carácter sintético y analítico manteniendo su condición de referencia obligada y punto de partida.

#### *Vicenç M. Rosselló i Verger*

El geógrafo mallorquín Vicenç M. Rosselló i Verger (Palma de Mallorca, 1931), junto con Cuerda y Butzer, es uno de los geomorfólogos que mayor influencia han ejercido y bajo el maestrazgo y compañía de los cuales han crecido buena parte de los investigadores que trabajarán en la geomorfología litoral de las Baleares y Valencia. Rosselló (Fig. 3) fue el introductor y pionero de la geomorfología litoral en la geografía hispánica, cuando España apenas empezaba a salir de la autarquía (Mateu, 2005a). La obra de Rosselló, suma más de 220 artículos y la dirección de 32 tesis doctorales (Piqueras, 2003; Mateu, 2005b). Publicó su primer trabajo relacionado con la geomorfología litoral a finales de la década de los cincuenta del siglo pasado (Rosselló, 1959b): se trata de los preliminares a un estudio sobre la desecación del Prat de Sant Jordi, en la bahía de Palma. El binomio hombre-litoral va a ser una constante en la obra de Rosselló, desde su primer trabajo publicado en *Estudios Geográficos* (Rosselló, 1959a) hasta su última revisión de la contribución a la definición y explicación de las calas (Rosselló, 2005). El contacto y la fraterna colaboración con Cuerda y Butzer, se traduce en el apartado que en su tesis doctoral dedica a las costas y en especial a las costas rocosas del sur y sureste de Mallorca (Rosselló, 1962). Las primeras observaciones e hipótesis a propósito de la relación entre ramblas, barrancos, fracturación, karst y eustasia



Figura 2. Karl W. Butzer (primero por la derecha) durante sus campañas valencianas en la década de los ochenta, junto con Joan F. Mateu y Vicenç M. Rosselló.



Figura 3. Vicenç M. Rosselló i Verger observando una secuencia dunar cuaternaria (2004) (Foto J.J. Fornós).

van a guiar las investigaciones que aún hoy se desarrollan, comparando el modelado de las costas del Mediterráneo occidental (Valencia, Mallorca, Menorca y Malta). La evolución conceptual y metodológica del trabajo de Rosselló es abrumadora, desde la descripción clásica a partir del trabajo de campo y la fotografía aérea, al análisis morfométrico a partir de modelos digitales del terreno y tecnología SIG, etc. Todo ello sin olvidar la contribución de la toponimia, la arqueología y la etnografía (Rosselló, 1963, 2006).

#### *La consolidación de la investigación en geomorfología litoral*

A pesar de la importancia de las investigaciones iniciadas en la década de los cincuenta bajo el cobijo de la Societat d'Història Natural de les Balears, la dedicación de Joan Cuerda y las contribuciones posteriores desde ámbitos académicos de Karl W. Butzer y Vicenç M. Rosselló, así como algunas campañas de científicos extranjeros (Walter-Levy *et al.*, 1958; Rodhemburg, 1977), la geomorfología litoral no anidaría en la comunidad académica de la isla hasta mediados de los ochenta. No obstante, cabe citar el papel desarrollado por naturalistas aficionados, estudiantes y licenciados de biología y geografía que gracias a las plataformas de la Societat d'Història Natural de les Balears y la Federació Balear d'Espeleologia, dan continuidad a los trabajos de carácter evolutivo de la geomorfología litoral desde una perspectiva paleontológica (Cuerda *et al.*, 1982, 1984 y 1985) o relacionando las variaciones del nivel marino durante el Cuaternario con el endokarst y los espeleotemas freáticos (Ginés y Ginés, 1974). También deben citarse los trabajos que en el campo de la micropaleontología que desde una perspectiva cuaternarista desarrollaba G. Mateu (1972, 1982

y 1985). La creación del Departamento de Geología de la Universidad de Palma de Mallorca, en 1975, catalizará la gestación de un grupo estable de investigadores que desde diferentes campos temáticos (sedimentología, estratigrafía, variaciones del nivel marino, paleontología, etc.) contribuirán al conocimiento geomorfológico de la costa mallorquina. En particular, cabe destacar los inicios del proyecto “Hades” (Pomar *et al.*, 1985), centrados en la relación entre endokarst costero y evolución del nivel marino, así como los estudios de sedimentación reciente de la plataforma balear desarrollados en el marco del proyecto “Carbal” (Fornós, 1987) o la caracterización estratigráfica de las dunas pleistocenas (Fornós *et al.*, 1983).

Son años de gran dinamismo, una universidad joven que crece en alumnos, plantilla y estudios, y que en su devenir acaba cobijando a geólogos y geógrafos en un mismo departamento. En 1986 se crea el Departament de Ciències de la Terra y se establecen las bases de la que sería la configuración actual de la investigación en geomorfología litoral. Por un lado los geólogos dinamizan y fomentan el desarrollo de la geografía física en un departamento con una componente de geografía humana dominante, a la par que se estrechan las relaciones con Vicenç M. Rosselló y los geógrafos de la escuela valenciana. En torno a Antonio Rodríguez-Perea se gesta un grupo de alumnos y becarios que ahondarán en la geomorfología fluvial y los sistemas dunares. El grupo de karstólogos, que habían iniciado la correlación de niveles marinos y posición de espeleotemas freáticos junto a Lluís Pomar (Ginés *et al.*, 1981; Hennig *et al.*, 1981; Pomar *et al.*, 1987) encuentra cobijo institucional en torno a Joan J. Fornós quien, paralelamente, dinamiza un grupo de jóvenes biólogos que contribuyen en la caracterización del sedimento de playa y plataforma somera de Mallorca y Menorca. La importancia de la geomorfología litoral se pone de manifiesto en el número de tesis dedicadas a la materia en el último decenio de vida universitaria balear. Desde 1986 se han leído 28 tesis en el Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears; veinte de ellas pertenecen al campo de la geografía humana y las ocho restantes al de la Geografía Física. De éstas últimas, cinco están dedicadas a la geomorfología litoral. En términos relativos las tesis de geomorfología litoral suponen el 36% de las tesis defendidas en el Departament de Ciències de la Terra en la última década.

En cuanto a la investigación, entre 1986 y 1998 se desarrolla una intensa actividad en la caracterización de los sistemas dunares (Martín *et al.*, 1996; Servera *et al.*, 1994; Servera y Rodríguez-Perea, 1996), su relación con la evolución de la línea de costa (Servera *et al.*, 1996) y las medidas de gestión y prevención de la erosión (Rodríguez-Perea *et al.*, 2000). Paralelamente se producen contribuciones significativas en lo tocante a la caracterización del sedimento de playa y de la plataforma litoral de Mallorca (Jaume y Fornós, 1992; Fornós y Ahr, 1997), a la vez que se retoma el análisis evolutivo de las albuferas mallorquinas (Fornós *et al.*, 1996; Pacheco *et al.*, 1996). La destacable contribución de los hermanos Joaquín y Ángel Ginés convierte a la isla de Mallorca en uno de los escenarios kársticos mejor estudiados y de mayor difusión a escala internacional, tanto en el terreno del dominio terrestre como en el litoral (Ginés y Ginés, 1995; Ginés, 1995), iniciándose a partir de la datación de espeleotemas freáticos el trazado de una curva del nivel marino durante el Cuaternario (Ginés *et al.*, 1999; Ginés, 2000).

Paralelamente a la labor de los geomorfólogos locales desarrollan trabajos en la isla, aprovechando la colección paleontológica e información de campo de Joan Cuerda, P.J. Hearty (Hearty, 1987) y los miembros del grupo encabezado por J.L. Goy y C. Zazo, (Cornu *et al.*, 1993; Hillarie-Marcel *et al.*, 1996) los cuales elaboraron una cartografía geomórfica de detalle de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (Goy *et al.*, 1997). Durante el

mismo periodo D. Kelletat, asiduo visitante de la isla, publica uno de los primeros trabajos a propósito del papel de la bioerosión en la costa rocosa de Mallorca (Kelletat, 1980), al que le seguirán las contribuciones de geógrafos de la Universidad de Belfast (Moses y Smith, 1994).

Desde 1998 hasta la actualidad son varios los acontecimientos que se suceden y que acaban marcando un punto de inflexión, tanto en las temáticas de estudio como en la composición y difusión de los resultados de las investigaciones. Las relaciones con científicos de otras universidades y la participación en proyectos de ámbito europeo –ESPED: *European Shore Platform Erosion Dynamics*–, abren el campo de la caracterización dinámica de las costas rocosas en Mallorca. Los movimientos de masas (Balaguer, 2005), las tasas de erosión (Gómez-Pujol *et al.*, 2006; Swantesson *et al.*, 2006) y el papel de los organismos –flora y fauna– serán estudiados a conciencia (Fornós *et al.*, 2006); así como también el origen pleistoceno y estructural de los acantilados meridionales y orientales de la isla (Fornós *et al.*, 2005). Es un periodo en el que el contacto habitual con los geomorfólogos de Valencia –Rosselló, Fumanal, Pardo y Segura– se materializa en un rosario de proyectos comunes en los que dunas fósiles, calas e interacción entre fracturación, karst, procesos litorales y fluviales, se traducen en multitud de publicaciones y varias monografías. De la Balear mayor se pasa a la menor (Fornós *et al.*, 2004), y con una perspectiva renovada se regresa al litoral de Mallorca (Fornós *et al.*, 2007; Rosselló, 1995; Rosselló, 2005). De gran trascendencia son los avances en el campo de la datación de espeleotemas a raíz de la colaboración con los geólogos de la Università “Roma Tre” estableciendo paralelismos entre la evolución del nivel marino durante el Cuaternario en Mallorca y Cerdeña (Vesica *et al.*, 2000; Tuccimei *et al.*, 2006 a y b). El avance en el campo de la espeleocronología se debe fundamentalmente a las expectativas y novedades que abre la exploración de cavidades litorales sumergidas (Fig. 4) y la prospección de espeleotemas freáticos antiguos recolectados a



Figura 4. Exploración de cavidades litorales sumergidas en el litoral oriental de Mallorca por parte de espeleólogos de la *Federació Balear d'Espeleologia* (Foto O. Espinasa).

cotas inferiores al actual nivel marino (Tuccimei *et al.*, 2000), siendo ésta vertiente del estudio del endokarst deudora del trabajo sistemático, a caballo de la exploración decimonónica y el deporte de riesgo, de Francesc Gràcia (Gràcia *et al.*, 1998; 2001; 2006). La combinación del programa de dataciones isotópicas, la caracterización morfológica de la costa rocosa y el estudio sedimentológico de los sondeos de albuferas y restingas litorales, permite evaluar el papel de la neotectónica en la costa oriental de Mallorca, así como tendencias y velocidades de basculamiento y su influencia en la evolución del modelado (Fornós *et al.*, 2002). El estudio y caracterización de las eolianitas del Pleistoceno se beneficia del intercambio científico con el geólogo danés Lars Clemmensen, con el que se desarrolla un intenso programa de dataciones mediante técnicas de luminiscencia remanente y Carbono 14 a lo largo del perímetro litoral (Clemmensen, 1997, 2001; Nielsen *et al.*, 2004). La incorporación al mundo de la gestión política de parte de los miembros del Departament de Ciències de la Terra que se habían significado en el estudio de la dinámica litoral y la geomorfología de los sistemas dunares, ralentiza el número de trabajos y contribuciones en este campo (Servera *et al.*, 2002, 2006; García y Servera, 2003) aunque cabe citar la aparición de la síntesis de los trabajos previos y las propuestas de gestión del litoral, que habían tenido una gran trascendencia en la prensa y a nivel de debate social (Rodríguez-Perea *et al.*, 2000). Son algunos científicos independientes que colaboran asiduamente con la universidad, aquéllos que mantienen la línea de investigación (Martín *et al.*, 2006) y abren nuevos escenarios en el campo de la gestión y la geomorfología aplicada (Roig y Martín, 2005; Roig *et al.*, 2005; March, 2002). En el campo de la paleontología y de los depósitos marinos cuaternarios se revisan los yacimientos estudiados por Cuerda (Vicens *et al.*, 2001) y se continúa una labor de prospección y clasificación intensa.

Desde principios del 2000 el Grupo de Oceanografía Física en el Institut Mediterrani d'Estudis Avançats (IMEDEA, CSIC-UIB), encabezado por Joaquín Tintoré, plantea un estudio integral del litoral balear que va desde las aguas profundas a las costeras y de éstas al oleaje incidente en la playa y su relación con el transporte de sedimento. Las primeras contribuciones abordan la caracterización de los temporales (Cañellas *et al.*, 2007), su papel en la morfología de las playas (Orfila *et al.*, 2001), la relación entre la dinámica de la playa y las praderas de *Posidonia oceanica* y las brisas (Basterrexea *et al.*, 2004; Gómez-Pujol *et al.*, en prensa) o el estudio desde una perspectiva dinámica y de gestión de la variabilidad de la línea de costa (Tintoré *et al.*, 2004; Balaguer *et al.*, 2006), así como los impactos asociados a las regeneraciones artificiales (Basterrexea *et al.*, 2006).

El grupo de Goy y Zazo ha seguido realizando algunas aportaciones (González *et al.*, 2001; Zazo *et al.*, 2003). El número de investigadores extranjeros que trabajan en la isla de forma independiente ha descendido notablemente. A excepción del grupo de la universidad londinense que abordó de forma puntual las secuencias de depósitos de playa, dunas y cuerpos aluviales del nordeste de la isla (Rose *et al.*, 1999) y de Kelletat (2005), identificando posibles depósitos de tsunami, un amplio y disperso grupo de científicos viene colaborando con los geomorfólogos de la isla: R. Pope (Derby), K.A. Nielsen, L. Clemmensen, T. Lisborg, R.G. Bromley (Copenhague), W.M. Ahr (Texas), P. Tuccimei, P.L. Vesica (Roma), W.J. Stephenson (Melbourne), J.O.H. Swantesson (Karlstad), entre otros.

## LÍNEAS DE TRABAJO Y PRINCIPALES CONTRIBUCIONES

Cuarenta y cinco años de investigación en geomorfología litoral se traducen en un patrimonio científico considerable. Sobre la base de las contribuciones de los autores y

grupos de investigación enumerados con anterioridad, puede esbozarse un sucinto estado de la cuestión de las materias objeto de estudio de la geomorfología litoral y sus retos de cara a futuras investigaciones. Con la finalidad de mantener un orden expositivo, se parte de la dicotomía del sistema sedimentario costas de acumulación *vs.* costas de erosión, para pasar después a otros aspectos de carácter evolutivo, estructurales y de gestión.

### *El estudio de los sedimentos y las formas no cohesivas*

El sedimento de las playas de Mallorca es arenoso y carbonatado, aunque en el perímetro de los relieves accidentados de la Serra de Tramuntana pueden encontrarse algunas playas de gravas y bloques. El calibre de grano varía desde arena gruesa a muy fina, de forma inversamente proporcional a su contenido bioclástico (Jaume y Fornós, 1992). La composición del sedimento de playa es mayoritariamente bioclástica y aunque es difícil discernir entre los diferentes grupos –el 50% se corresponde a bioclastos indiferenciados dado el elevado grado de abrasión– el peso relativo de fragmentos de foraminíferos, seguidos de los bivalvos, suponen la fracción dominante en la composición del sedimento. El contenido en bioclastos oscila entre un 58 y un 98%, siendo el promedio de un 83%. La composición litológica está formada casi exclusivamente por fragmentos de rocas calcáreas procedentes de la erosión de los acantilados (Jaume y Fornós, 1992) y la contribución del material transportado por ramblas y torrentes es mínima y tan sólo atañe a las fracciones de limos y arcillas (Fornós y Ahr, 1997). Por tanto, el origen y procedencia de los sedimentos que componen el material detrítico de las playas de Mallorca se debe a la contribución de los esqueletos de la biota asociada a los ecosistemas de fanerógamas marinas (principalmente *Posidonia oceanica*) y en menor grado a otros ecosistemas marinos como los medios coralígenos o el *maërl* (Fornós y Ahr, 2006). Por tanto, la naturaleza del sedimento de las playas mallorquinas introduce una componente diferenciada en cuanto al estudio de la dinámica de playas y la política de gestión de éstas. La escasa importancia del aporte fluvial sitúa a los estudios de las playas mallorquinas en posiciones más próximas a las playas tropicales que a las atlánticas o mediterráneas de la península Ibérica.

En esta línea, las principales contribuciones a propósito de la evolución de la línea de costa formada por materiales detríticos, así como los estudios de morfodinámica, van a apuntar al efecto de las praderas de fanerógamas marinas y a la acción antrópica, como principales agentes en la dinámica y evolución de las playas y los campos de dunas o complejos palustres asociados. Así, se ha caracterizado el retroceso de la línea de costa o el impacto de la construcción de puertos deportivos en algunos de los principales arenales de la isla. Servera y Martín (1996) ponen de manifiesto variaciones puntuales para la playa de sa Ràpita (S de Mallorca), a partir del estudio de series históricas de fotografía aérea, las cuales a raíz de la construcción del puerto deportivo de la localidad se traducen en un retroceso máximo de 22 m, en el sector oriental de la playa, y una acreción máxima de 33 m favorecida por el dique de la instalación náutica. En el caso de la playa de Alcúdia (Martín y Servera, 2006) atribuyen a las infraestructuras ingenieriles unas pérdidas de 7.132 m<sup>2</sup> a lo largo de 3 km, desestabilizando la configuración de la playa adaptada a las características hidrodinámicas de la bahía de Alcúdia. Basterretxea *et al.* (2006), por otro lado, también apuntan el efecto de los diques en la dinámica de la planta de la playa de Can Picafort (N de Mallorca) a partir de un análisis de componentes principales, así como también evalúan la efectividad de las regeneraciones artificiales de la playa. Los importantes temporales marinos acaecidos en Mallorca en 2001 y los efectos que ejercieron en las playas y principales zonas turísticas de la isla, impulsan una campaña de estudios de detalle de-

sarrollados en el Institut Mediterrani d'Estudis Avançats. Los trabajos de Tintoré *et al.* (2004), Basterretxea *et al.* (2004) y Orfila *et al.* (2001), en los que se caracteriza la morfodinámica de varias playas de la isla –integrando batimetrías, levantamientos topográficos, propagaciones de oleaje, etc.– concluyen que las praderas de *Posidonia oceanica*, “per se”, ejercen una importante acción de disipación de la energía del oleaje, reduciendo el efecto de las tormentas sobre la playa. No obstante, en circunstancias excepcionales en las que se combinan altas presiones atmosféricas y oleajes de carácter severo, la playa necesita del primer cordón dunar para ajustar su perfil de equilibrio. En el caso que éste haya sido desmantelado u ocupado por una cobertura urbana, entonces se acentúan los problemas de erosión de la playa. Por otro lado, los resultados del Grupo de Oceanografía Interdisciplinario también ponen de manifiesto que buena parte de las playas estudiadas no sufren tendencias erosivas, puesto que la variabilidad de la línea de costa es un fenómeno natural que responde a una secuencia temporal superior al ciclo anual, a lo que cabe sumar que actualmente muchas de las playas caracterizadas presentan una superficie mayor respecto de la situación previa a su urbanización y explotación turística. En algunos casos, tras la acreción de la playa se esconden varias regeneraciones o bien el aterramiento de la playa con arena procedente de la desmantelación del sistema dunar a raíz del proceso de urbanización.

En lo tocante a la caracterización de los sistemas dunares de Mallorca, desde 1997 se cuenta con una descripción y cartografía temática de cada uno de ellos, a raíz de la tesis presentada por Jaume Servera (1997). Debido a la elevada cobertura vegetal que presentan los sistemas dunares, éstos están formados principalmente por dunas parabólicas (Servera y Rodríguez-Perea, 1996). La organización y tipología de dunas está estrechamente relacionada con la zonación vegetal (Martín y Rodríguez-Perea, 1996), los cordones lineales (*foredune*) van asociados a la alianza *Ammophilion*, mientras las dunas semifijadas y las fijadas responden al diferente grado de desarrollo de la alianza *Oleo-Ceratonion*. Los tipos de dunas parabólicas que aparecen en los sistemas dunares de Mallorca (*lunates*, *lobate*, *hemicyclics*, *en-echelon*, *digitate*, *superimposed o nested*), así como su disposición y organización espacial, dependen tanto de la dinámica eólica actual –con especial referencia al grado de conservación de las *foredunes*– como de los cambios climáticos y eustáticos cuaternarios. La caracterización de los sistemas dunares de Mallorca también ha puesto de manifiesto la importancia de la neotectónica como factor para explicar la presencia de éstos o su división en diferentes conjuntos o subsistemas en la bahía de Alcúdia (Gelabert *et al.*, 2002) o bien la desconexión respecto del área fuente de sedimento en s’Estalella (Servera y Rodríguez-Perea, 1997).

Los trabajos relativos a la cartografía, evolución y sedimentología de los complejos restinga-albufera no son una excepción en la producción isleña: desde la cartografía y datación de las unidades morfológicas de la albufera de Alcúdia y el Prat de Sant Jordi (Goy *et al.*, 1997), a la reconstrucción paleoambiental (Burjachs *et al.*, 1994) y estudio sedimentológico de la albufera de Alcúdia (Fornós, 1995; Mateu *et al.*, 2001) y s’Albufereta de Pollença (Pacheco *et al.*, 1996) donde se registran sucesivas intercalaciones de episodios aluviales, palustres, eólicos y marinos.

### *Morfología, agentes y procesos en las costas rocosas*

El estudio de las costas rocosas en Mallorca ha experimentado un notable avance en la última década. Desde un punto de vista dinámico se han caracterizado los agentes, proce-

sos y tasas de erosión de los acantilados en roquedos calcáreos considerando diferentes órdenes de magnitud tanto en el vector temporal como en el de volumen movilizado (Gómez-Pujol *et al.*, 2007). Los movimientos de masas suponen los procesos más importantes en la evolución de los acantilados mallorquines. De los estudiados entre 1998 a 2006, el volumen de material desprendido oscila entre un máximo de 1.413 m<sup>3</sup> y un mínimo de 40 m<sup>3</sup> condicionados por la litología y la fracturación de la roca (Balaguer, 2005). Las precipitaciones intensas y recurrentes tras periodos de menor pluviosidad se han identificado como el desencadenante de los desprendimientos de los acantilados meridionales de Mallorca (Balaguer *et al.*, 2002). La acción del oleaje, junto con una intensa y acentuada red de diaclasas, puede explicar la pérdida de volúmenes cercanos a los 40 m<sup>3</sup> de media en la base de los acantilados. Aunque de carácter puntual, los movimientos de masas caracterizados llegan a suponer retrocesos lineales del orden de 0,5 a 1,5 m. La erosión granular del acantilado, también de mayor continuidad temporal y menor importancia en cuanto a magnitud de retroceso, se ha calculado mediante trampas de sedimento al pie de los acantilados. Balaguer y Fornós (2003) cifran entre 0,025 y 0,117 mm/año la erosión granular de los acantilados en función de la resistencia de roca. El papel de la alteración por sales y de los organismos en la erosión de la costa rocosa, aunque de menor importancia en magnitud pero de frecuencia mucho mayor y acción continua, también han sido evaluados en la costa rocosa carbonatada del sur y sureste de Mallorca. Los valores calculados para la acción biológica otorgan cifras medias de bioerosión de 0,587 mm/a para *Patella sp.* y 0,006 mm/a para *Melaraphé neritoides*, los dos gasterópodos con mayor presencia en las superficies rocosas expuestas a la acción de los rociones y las salpicaduras del oleaje (Fornós *et al.*, 2006). Las tasas de erosión calculadas a partir de TMEM, escáner láser y ensayos de exposición de pastillas de roca (*weight-loss rock tablets*), oscilan entre 0,004 mm/a y 0,310 mm/a, destacando el papel de las sales en la alteración de la roca, así como acentuando el papel del *biofilm* que tapiza la roca en su fatiga y posterior desmantelamiento (Gómez-Pujol, 2006; Gómez-Pujol *et al.*, 2006).

En el campo de la caracterización fisiográfica, cabe destacar la datación del origen y la naturaleza estructural de los acantilados del SE de Mallorca, a partir del estudio de perfiles sísmicos y la datación de eolianitas del Pleistoceno superior (Fornós *et al.*, 2005). Una falla normal es la responsable de la formación del acantilado, entre el Pleistoceno medio y superior (275 a 40 ka), al que se le atribuye un retroceso medio de 0,74 mm/a que, a la vista de las tasas y procesos actuales caracterizados, otorga un papel preponderante a los movimientos de masas en la evolución del acantilado. En la misma línea Gómez-Pujol *et al.* (2006), a partir de estudios morfométricos y cartografía de detalle, ponen de manifiesto la importancia de las formas heredadas en el modelado de acantilados y plataformas litorales. Fornós *et al.* (2005) describen el tramo costero comprendido entre Cap Salines y Cala Figuera, como modelo de las principales mesoformas y registro sedimentario del sur y sureste de la isla, enfatizando la importancia de las relaciones entre karst, modelado fluvial y costero; elementos que serán básicos para recapitular el estado de la cuestión de la mesoforma típica y “propia” del litoral mallorquín: la cala (Rosselló, 1995; Rosselló, 2005). El estudio detallado del lapiaz litoral, que ya contaba con aportaciones de Rosselló (1975) y Kelletat (1980), ha sido retomado y se han establecido relaciones entre formas, alteración por sales, disolución inorgánica y bioinducida, bioerosión y zonación biológica e hidrodinámica, a partir de las cuales se ha postulado un modelo evolutivo que liga con la evolución de las plataformas litorales talladas en las eolianitas cuaternarias (Gómez-Pujol y Fornós, en prensa).

### *El registro del Cuaternario litoral y la curva eustática*

Desde la publicación de los trabajos de Cuerda y Butzer a propósito de la estratigrafía y los yacimientos marinos del Pleistoceno superior de Mallorca (Butzer y Cuerda, 1962), la contribución cuaternarista ha sido continua en el tiempo, si bien han cambiado las técnicas y parte de los contenidos. Las secuencias y significado de los depósitos marinos se correlacionan con otras secuencias del Mediterráneo y se ofrecen las primeras dataciones mediante técnicas radiométricas, como la razón Th/U (Stearns *et al.*, 1967), a la par que se propone una terminología alternativa y menos confusa a los ciclos sedimentarios y climáticos (Butzer, 1975). La relación entre la secuencia mallorquina del nivel marino (*high sea stands*) y sus implicaciones climáticas será retomada por Butzer (1985), contrastándola con secuencias de ámbitos extra mediterráneos, y por Pomar y Cuerda (1979) que destacarán su encaje con los ciclos de Milankovitch o aportarán observaciones a propósito del papel de la neotectónica durante el Cuaternario en Mallorca. La datación y caracterización de diferentes moluscos cuaternarios mediante técnicas aminoestratigráficas (Hearty, 1987) así como mediante series radiométricas de Uranio (Hillarie-Marcel, 1996), ha permitido establecer una cronografía más sólida del Cuaternario mallorquín a la vez que se ha discriminado entre depósitos marinos de composición faunística similar pero de edad distinta. En las últimas décadas, una nueva aproximación a la evolución del nivel marino durante el Cuaternario se ha desarrollado a partir de la datación, mediante series de Uranio, de espeleotemas freáticos (Vesica *et al.*, 2000). La formación de sobrecrecimientos de carbonatos freáticos en la superficie de las aguas salobres de cavidades subterráneas del litoral de Mallorca, y que éstos hayan sido localizados por encima (Tuccimei *et al.*, 1998) y por debajo (Tuccimei *et al.*, 2000) del nivel marino actual, permite reconstruir una curva del nivel marino durante el Cuaternario en la que la novedad radica en el gran detalle de la información relativa a los niveles bajos (*low sea stands*); se trata de un aspecto escasamente conocido hasta el presente en el Mediterráneo occidental. El programa de dataciones y prospección de cavidades litorales (Tuccimei *et al.*, 2006; Ginés, 2000) ha permitido identificar tres episodios de *highstand*, en torno a 1,5 y 2,5 m por encima del nivel actual, y dos episodios de *lowstand* por debajo de los 15 m respecto del nivel actual del mar, que cronológicamente se ubican en el estadio isotópico OIS 5. La curva estudiada abarca el periodo comprendido entre 144.000 y 78.000 ka BP. Las fluctuaciones parece que siguen un patrón consistente en niveles del mar lo suficientemente estables como para permitir la formación de los espeleotemas freáticos –al menos 1.000 años–, alternándose con bajadas o subidas rápidas del mar de hasta 18 m de magnitud ocurridas en lapsos temporales inferiores a los 5.000 años (Tuccimei *et al.*, 2006), lo que implica tasas de ascenso o descenso del nivel marino de 2,9 a 8,7 mm/año, siendo el valor promedio de 5,9 mm/año.

En el campo del estudio del Cuaternario, también cabe destacar los trabajos de estratigrafía a propósito de las eolianitas pleistocenas (Clemmensen *et al.*, 1997; Clemmensen *et al.*, 2001), abanicos aluviales (Gelabert *et al.*, 2003; Gómez-Pujol, 1999; Rodríguez-Perea, 1998; Rose *et al.*, 1999) y paleosuelos (Rodhenburg, 1977). Dichas eolianitas están compuestas por materiales bioclásticos litificados que llevan asociados depósitos de playa y/o sedimentos coluviales y fluviales. Las eolianitas presentes en la costa mallorquina aparecen habitualmente adosadas o coronando costas acantiladas, o bien en zonas de piedemonte intercaladas con depósitos terrestres (Fornós *et al.*, 2004; Fornós *et al.*, 2005). La caracterización de las eolianitas ha consistido en la identificación de la tipología de los depósitos eólicos (dunas de frente de acantilado, rampas y dunas ascendentes), aluviales (barras, depósitos de derrame, etc...), coluviales (*scree*s, depósitos de pie de acantilado) y paleosuelos, así como su datación mediante técnicas de magnetoestratigrafía (Nielsen *et al.*, 2004),

radiometría y luminiscencia (Clemmensen *et al.*, 2001); abarcan un registro sedimentario que abraza del OIS 11 al 1 (Clemmensen *et al.*, 2004) y en el que actividad eólica va asociada a episodios áridos y ventosos, relacionados con el descenso del nivel marino (*stadials*), y los depósitos terrestres se corresponden a periodos más húmedos y con un papel del viento menos importante (*interstadials*). La sucesión de los cuerpos sedimentarios aparece gobernada por la tectónica, el nivel marino y el aporte de sedimentos controlados por pulsos climáticos.

### *La gestión litoral: propuestas y experiencias*

La investigación del litoral, en especial en lo tocante a la dinámica y conservación de las playas, pasó del ámbito científico al debate social a finales de la década de los noventa, a raíz de la presentación del informe encargado por el ayuntamiento de Calvià –uno de los municipios turísticos más importantes de la isla– a A. Rodríguez-Perea y J. Servera, profesores del Departament de Ciències de la Terra. El informe, que incorporaba los resultados de una campaña desarrollada de 1998 a 1999 en la playa de Santa Ponça, pasó a conocerse como *Informe Metadona* (Rodríguez-Perea *et al.*, 2000). En él se propugnaba una gestión más respetuosa con el medio y se defendían propuestas de gestión menos impactantes y diferentes a la acción habitual en el litoral que consistía en la regeneración artificial. Entre otros, el informe reclamaba la implicación de la administración pública en el seguimiento y estudio a largo plazo de los sistemas de playa-duna, actividad que de forma parcial ha sido desarrollada por el Institut Mediterrani d'Estudis Avançats en varias playas de la isla (Tintoré *et al.*, 2004). El desarrollo de las directrices del *Informe Metadona* y el estudio técnico y de campo de sus postulados se ha desarrollado a caballo de la isla de Menorca y la de Mallorca, con contribuciones que abordan desde el papel de las técnicas de limpieza de las playas hasta la eficiencia de diferentes trampas-barrera de sedimentos (Roig *et al.*, 2006; Roig y Martín, 2005).

## ¿UNA ESCUELA MALLORQUINA?

Cuarenta y cinco años después de la publicación de la primera síntesis de la geomorfología litoral de Mallorca destaca la importante contribución que viene produciéndose a raíz de proyectos de investigación, contribuciones independientes y publicaciones científicas. Los campos de trabajo han aumentado y las materias son ya muy diversas: dinámica de playas y transporte de sedimento, abanicos aluviales, playas fósiles, eolianitas, sistemas dunares, karst, acantilados, bioerosión, calas, etc. La nómina de investigadores que trabajan habitualmente en las costas mallorquinas ha aumentado notablemente y se reparten entre la Universitat de les Illes Balears, la Universitat de València, la Universitat Politècnica de València, el Institut Mediterrani d'Estudis Avançats (CSIC-UIB) o el Museo Natural de Ciencias Naturales (CSIC). No puede olvidarse el grupo de investigadores extranjeros que frecuentemente colaboran con los científicos locales, o la importante investigación de naturalistas independientes que desde la Societat d'Història Natural de les Balears o la Federació Balear d'Espeleologia realizan su contribución al conocimiento de la costa balear (Fig. 5).

Rosselló (1985), algunos años atrás, articulaba un ensayo histórico a propósito de la historia del conocimiento de la costa valenciana. Como colofón a su exposición planteaba la existencia de una *escuela valenciana* de geomorfología litoral pero, en la defensa de la

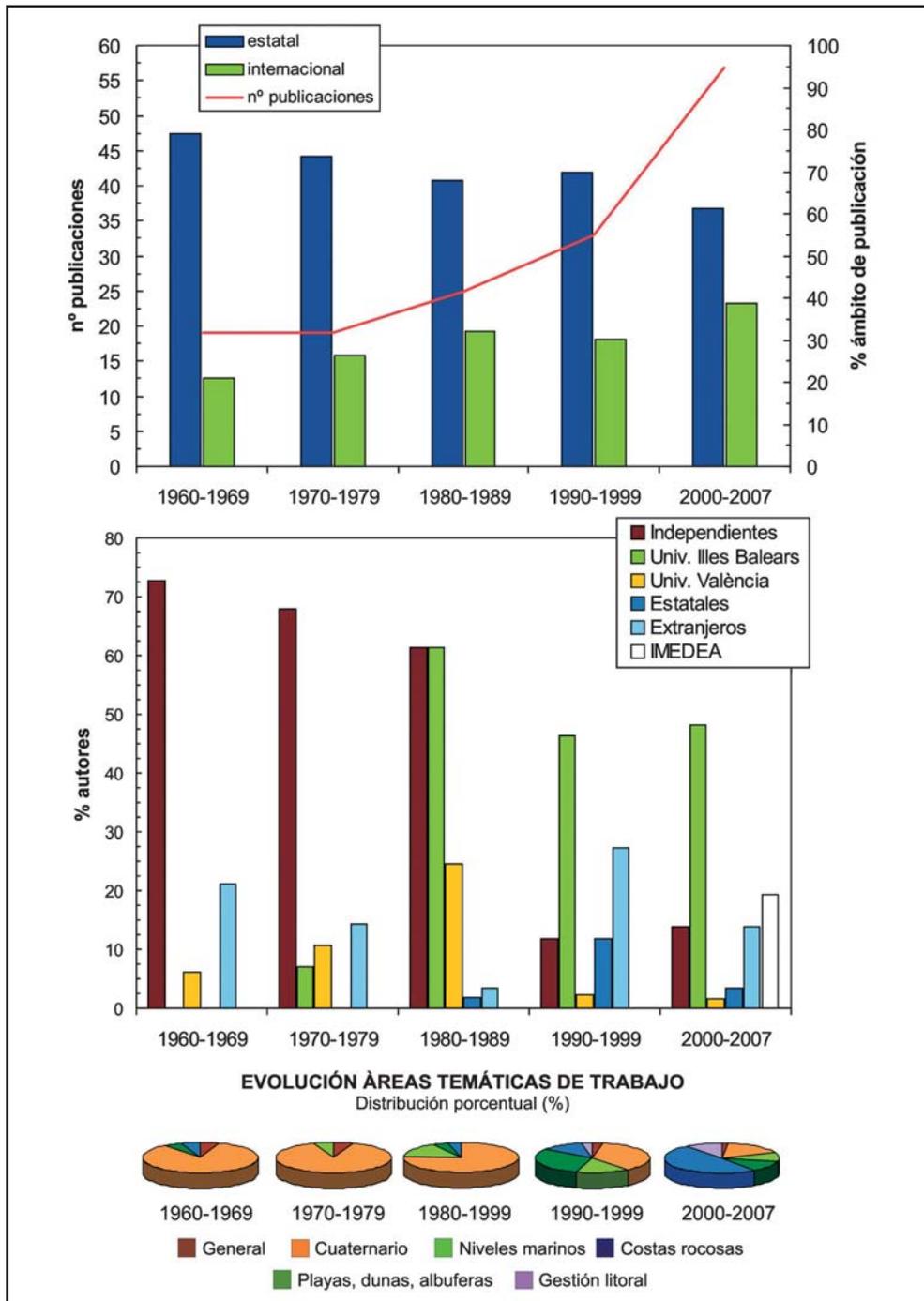


Figura 5. Evolución del número de publicaciones, autores y áreas temáticas de trabajo a propósito de la geomorfología litoral de Mallorca.

misma, las referencias a Cuerda y Butzer y al esquema conceptual de trabajo que desarrollaron en Mallorca eran reiterativas. El mismo Rosselló (Tort, 2001) afirmaba que la experiencia vital mallorquina y la constante comparativa entre las costas baleares y las valencianas han marcado profundamente su trayectoria investigadora. La influencia de Butzer y Cuerda en Rosselló es notable, y el mastrazgo de éste último en lo que define como escuela valenciana es indiscutible. Por ende, basta con revisar la bibliografía de los artículos publicados a propósito de la geomorfología litoral de Mallorca y la trayectoria de los investigadores para percatarse de las constantes referencias a Butzer, Cuerda y Rosselló. Aunque el presente trabajo no tiene por objeto ningún tipo de vindicación, sí que cabe cerrar la revisión de trabajos y autores con la reflexión en torno a la importancia e influencia del trío Cuerda–Butzer–Rosselló en la investigación a propósito del litoral en Baleares y Valencia. A la vista de las contribuciones y grupos de trabajo, ¿puede hablarse de una escuela mallorquina de geomorfología litoral? Dadas las concomitancias y el hermanamiento con la denominada escuela valenciana, ¿nos encontramos ante una escuela valenciana o ante una escuela mallorquina? ¿Existe una sin la otra? ¿Se entendería la escuela valenciana sin la experiencia previa de Rosselló y la influencia mallorquina de Cuerda y Butzer? Los planteamientos no son opuestos, al fin y al cabo, el énfasis está en las formas, en el enfoque metodológico, en las personas o en el área de investigación y, por lo tanto, la respuesta merece un ensayo en sí misma, o no...

### Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al proyecto CLG2006-11242-C03-01-BTE financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER.

## BIBLIOGRAFÍA

- Balaguer, P. (2002). El coneixement científic de les costes rocoses de Mallorca (Illes Balears): estudi bibliomètric. *Bolletí de Geografia Aplicada*, 3-4: 75-92.
- Balaguer, P. (2005). *Tipus i evolució de les costes rocoses de Mallorca*. Tesis Doctoral inédita. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Palma. 373 pp.
- Balaguer, P. y Fornós, J.J. (2003). Processos erosius als penya-segats costaners del SE de Mallorca (Illes Balears, Mediterrània occidental): dades preliminars de l'erosió contínua per disgregació granular. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 46: 37-50.
- Balaguer, P., Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, L. (2002). Retroceso de los acantilados del Mioceno Superior en la costa del sureste de Mallorca: los casos de Estret des Temps y S'Alavern. In Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J.C., Morales, C.G. & Ortega, M.T. (eds). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial*: 341-350. SEG, Universidad de Valladolid. Valladolid.
- Balaguer, P., Vizoso, G., Ferrer, M.I., Ruíz, M., Orfila, P., Basterretxea, G., Jordi, A., Fornós, J.J., Satorres, J., Roig, E.X. y Tintoré, J. (2006). Zonificación del litoral balear frente a un posible derrame o vertido de hidrocarburos. Establecimiento de un índice de sensibilidad ambiental de la línea de costa. In Pérez-Alberti, A. y Bedoya, J. (eds). *Geomorfología y territorio*: 311-322. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela.
- Barceló, B. (1985). semblança biogràfica de Joan Cuerda i Barceló. In *Geomorfologia litoral y Cuaternario: Homenaje a Juan Cuerda*: 7-16. Universidad de Valencia, València.
- Basterretxea, G., Orfila, A., Jordi, A., Casas, B., Lynett, P., Duarte, C.M. y Tintoré, J. (2004). Seasonal dynamics of a microtidal pocket beach with *Posidonia oceanica* seabeds (Mallorca, Spain). *Journal of Coastal Research*, 20: 133-142.
- Basterretxea, G., Orfila, A., Jordi, A., Fornós, J.J. y Tintoré, J. (2006). Evaluation of a small volume renourishment strategy on a narrow Mediterranean beach. *Geomorphology*. Doi: 10.1016/j.geomorph.2006.10.019
- Burjachs, F., Pérez-Obiol, R., Roure, J.M. y Julià, R. (1994). Dinámica de la vegetación durante el Holoceno en la isla de Mallorca. In Mateu, I., Dupré, M., Güemes, J. y Burgaz, M.E. (eds). *Trabajos de Palinología básica y aplicada*: 199-210. Universitat de Valencia, Valencia.
- Butzer, K.W. (1962). Coastal geomorphology of Majorca. *Annals of the Association of American Geographers*, 52: 191-212.

- Butzer, K.W. (1975). Pleistocene littoral-sedimentary cycles of the Mediterranean basin: a mallorquin view. In Butzer, K.W. y Glynn, L.I. (eds). *After the Australopithecines: stratigraphy, ecology and culture change in the Middle Pleistocene*: 25-71. Mouton. The Hague.
- Butzer, K.W. (1985). La estratigrafía del nivel marino en Mallorca en una perspectiva mundial. In *Homenaje a Juan Cuerda. Pleistoceno y Geomorfología Litoral*: 17-33. Universitat de València. Valencia.
- Butzer, K.W. y Cuerda, J. (1962). Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implication for the Pleistocene chronology of the Mediterranean sea. *Journal of Geology*, 70: 398-416.
- Butzer, K.W. y Cuerda, J. (1983). Pleistocene sea-level stratigraphy of Mallorca. *Revue de Géologie Méditerranéenne*, 20: 259-270.
- Cañellas, B., Orfila, A., Méndez, J.J., Menéndez, M., Gómez-Pujol, J. y Tintoré, J. (2007). Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels around the Balearic sea (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, SI50: 1-5.
- Carandell, J. (1927). Movimientos lentos en el litoral Este de Mallorca. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, 27: 468-473.
- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. y Rodríguez-Perea, A. (2004). The formation of carbonate aeolianites in temperate climatic settings: examples from Mallorca, western Mediterranean. In Pena dos Reis, R., Callapez, P. y Dinis, P. (eds). *Sedimentology and society*, 23rd IAS Meeting of Sedimentology: 85-86. International Association of Sedimentologists. Coimbra.
- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J., y Rodríguez-Perea, A. (1997). Morphology and architecture of a late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean. *Terra Nova*, 9: 251-254.
- Clemmensen, L.B., Lisborg, T., Fornós, J.J. y Bromley, R.G. (2001). Cliff-front aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean: a record of climatic and environmental change during the last glacial period. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 48: 217-232.
- Cornu, S., Pätzold, J., Bard, E., Meco, J. y Cuerda, J. (1993). Paleotemperature of the last interglacial period based on  $\delta^{18}\text{O}$  of *Strombus bubonius* from the western Mediterranean sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103: 1-20.
- Cuerda, J. (1975). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Instituto de Estudios Baleáricos. Palma.
- Cuerda, J. (1989). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Govern de les Illes Balears. Palma. 2a. edició.
- Cuerda, J., Antich, S. y Soler, A. (1984). El Pleistoceno del Torrente de Son Granada (Mallorca). *Bolletí de la Societat Història Natural de les Balears*, 48: 67-80.
- Cuerda, J., Antich, S. y Soler, A. (1985). Las formaciones cuaternarias del Torrente de Cala Blava en la bahía de Palma. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 29: 75-86.
- Cuerda, J., Soler, A. y Antich, S. (1982). Nuevos yacimientos del Pleistoceno marino de Mallorca. *Bolletí de la Societat Història Natural de les Balears*, 26: 16-35.
- de Buen, R. (1916). *Estudio batilitológico de la Bahía de Palma de Mallorca*. Instituto Español de Oceanografía. Madrid, 130 pp.
- Denizot, G. (1930). *Sur un rivage quaternaire de l'île Majorque et sur les derniers changements de la Méditerranée occidentale*. Association Française pour l'Avancement des Sciences. Alger.
- Fallot, P. (1923). Esquisse morphologique des îles Baléares. *Revue de Géographie Alpine*, 9: 421-448.
- Fornós, J.J. (1987). *Les plataformes carbonatades de les Balears*. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona. 954 pp.
- Fornós, J.J. (1995). Enquadrament geològic, evolució estructural i sedimentologia de s'Albufera de Mallorca. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 4: 47-58.
- Fornós, J.J. y Ahr, W.M. (1997). Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic platform, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 364-373.
- Fornós, J.J. y Ahr, W.M. (2006). Present-day temperate carbonate sedimentation on the Balearic platform, western Mediterranean: compositional and textural variation along a low-energy isolated ramp. In Pedley, H.M. y Carannante, F. (eds). *Cool-water Carbonates: Depositional Systems and Paleoenvironmental Controls*: 71-84. Geological Society of London, London.
- Fornós, J.J., Balaguer, P., Gelabert, B. y Gómez-Pujol, L. (2005). Pleistocene formation, evolution, retreat rates and processes in carbonate coastal cliff (Mallorca Is., Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research. Special Issue.*, 49: 15-21.
- Fornós, J.J., Barón, A. y Pons, G.X. (1996). Evolució neògena de la zona de s'Albufera d'Alcúdia (Mallorca, Illes Balears). Descripció de la sèrie estratigràfica i fàcies sedimentàries. *Bolletí Societat Història Natural de les Balears*, 39: 139-154.
- Fornós, J.J., Gelabert, B., Ginés, A., Ginés, J., Tuccimei, P. y Vesica, P. (2002). Phreatic overgrowths on speleothems: a useful tool in structural geology in littoral karstic landscapes. The example of eastern Mallorca (Balearic Islands). *Geodinamica Acta*, 15: 113-125.
- Fornós, J.J., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Riquelme, J. y Rosselló, V.M. (2006). Descripció geomòrfica des Màrmols fins as Balç (Santanyi): un segment modèlic del litoral marinenc a Mallorca. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 13: en prensa.
- Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. y Clemmensen, L.B. (2004). Facies architecture of interbedded aeolianites and alluvial fan deposits the Late Pleistocene of Pollença bay (Mallorca Island, Western Mediterranean). In Pena dos Reis, R., Callapez, P. y Dinis, P. (eds). *Sedimentology and society*, 23rd IAS Meeting of Sedimentology: 116. International Association of Sedimentologists. Coimbra.

- Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. y Clemmensen, L.B. (2005). Los sistemas dunares litorales del Pleistoceno Superior de Mallorca: arquitectura de los depósitos vs. contexto estructural. In Hernández-Calvento, L., Alonso, I., Mangas, J. y Yanes, A. (eds). *Tendencias actuales en Geomorfología Litoral*: 155-159. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria.
- Fornós, J.J., Obrador, A. y Rosselló, V.M. (2004). Història Natural del Migjorn de Menorca: el medi físic i l'influx humà. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 11. 378 pp.
- Fornós, J.J., Pomar, L. y Rodríguez-Perea, A. (1983). Las eolianitas del Pleistoceno de Mallorca y sus estructuras asociadas. *Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología*: 90-93.
- Fornós, J.J., Pons, G.X., Gómez-Pujol, L. y Balaguer, P. (2006). The role of biological processes and rates of downwearing due to organisms on Mallorcan carbonate coasts (western Mediterranean). *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Vol.* 144: 161-181.
- García, C. y Servera, J. (2003). Impacts of tourism development on water demand and beach degradation on the Island of Mallorca (Spain). *Geografiska Annaler*, 85A: 287-300.
- Gelabert, B., Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, L. (2003). Geomorphological characteristics and slope processes associated with different basins: Mallorca (Western Mediterranean). *Geomorphology*, 52: 253-267.
- Gelabert, M. y Rodríguez-Perea, A. (1994). Unidades morfológicas del llano de Palma (Mallorca). In Arnáez, J., García-Ruix, J.M. y Gómez, A. (eds). *Geomorfología en España*: 403-411. Sociedad Española de Geomorfología. Logroño.
- Ginés, A. y Ginés, J. (1974). Consideraciones sobre los mecanismos de fosilización de la Cova de sa Bassa Blanca y su paralelismo con las formaciones marinas del Cuaternario. *Bolletí de la Societat Història Natural de les Balears*, 19: 11-28.
- Ginés, A. y Ginés, J. (1995). Les formes exocàrstiques de l'illa de Mallorca. *Endins*, 20/*Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 3: 59-70.
- Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. (1981). Phreatic speleothems in coastal caves of Mallorca (Spain) as indicators of Mediterranean Pleistocene paleolevels. *8th Int. Congr. Speleology Bowling Green*: 533-536.
- Ginés, A., Ginés, J., Fornós, J.J. y Tuccimei, P. (1999). Dataciones isotópicas de espeleotemas procedentes de cuevas costeras de Mallorca. Estado actual de las investigaciones. In Andreo, B., Carrasco, F. y Durán, J.J. (eds). *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*: 143-152. Patronato de la Cueva de Nerja, Nerja.
- Ginés, J. (1995). L'endocàrst de Mallorca: els mecanismes espeleogenètics. *Endins*, 20/*Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 3: 71-86.
- Ginés, J. (2000). *El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Tesis doctoral inédita. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Palma. 595 pp.
- Ginés, J. y Ginés, A. (1993). Dataciones isotópicas de espeleotemas freáticos recolectados en cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*, 19: 9-15
- Gómez, J. (1894). Resumen de los trabajos de la comisión hidrográfica de España en la isla de Mallorca en los años 1889 a 1893. *Anales Hidrográficos*, 1 (94). 368 pp.
- Gómez-Pujol, L. (1999). Sedimentología i evolució geomorfològica quaternària del ventall al·luvial des Caló (Betlem, Artà, Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 42: 107-124.
- Gómez-Pujol, L. (2006). *Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. 223 pp.
- Gómez-Pujol, L., Balaguer, P. y Fornós, J.J. (2007). Freqüència, magnitud i escala en la morfodinàmica de les costes rocoses: observacions a s'Alavern (S de Mallorca, Mediterrània occidental). *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 12: 167-185.
- Gómez-Pujol, L., Cruslock, E., Fornós, J.J. y Swantesson, J.O.H. (2006). Unravelling factors that control shore platforms and cliffs in microtidal coasts: the case of Mallorcan, Catalonian and Swedish coasts. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Vol.* 144: 117-135.
- Gómez-Pujol, L. y Fornós, J.J. (en prensa). Coastal karren in Balearic Islands. In Deybrodt, W., Ginés, A., Knez, M. y Slabe, T. (eds). *Karst Rock Features. Karren sculpturing*. ZRC Publishing, Ljubljana.
- Gómez-Pujol, L., Fornós, J.J. y Swantesson, J.O.H. (2006a). Rock surface millimetre-scale roughness and weathering of supratidal Mallorcan carbonate coasts (Balearic Islands). *Earth Surface Processes and Landforms*, 31: 1792-1801.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Álvarez-Ellacuría, A., Méndez, F., Medina, R. y Tintoré, J. (en prensa). Morphodynamic classification of sandy beaches in a microtidal, low marine energy environment. *Marine Geology*.
- González, F.M., Goy, J.L., Zazo, C. y Silva, P.G. (2001). Actividad eólica, cambios del nivel del mar durante los últimos 170.000 años (Litoral de Mallorca, Islas Baleares). *Cuaternario y Geomorfología*, 16: 3-4.
- Goy, J.L., Zazo, C. y Cuerda, J. (1997). Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (Islas Baleares) durante el último y presente interglacial: nivel del mar Holoceno y clima. *Boletín Geológico y Minero*, 10: 455-463.
- Gràcia, F. y Vicens, D. (1998). Aspectes geomorfològics quaternaris del litoral de Mallorca. In Fornós, J.J. (ed). *Aspectes geològics de les Balears*: 307-329. Universitat de les Illes Balears. Palma.
- Gràcia, F., Clamor, B., Fornós, J.J., Jaume, D. y Febrer, M. (2006). El sistema Pirata-Pont-Piqueta (Manacor, Mallorca): Geomorfologia, espeleogènesi, hidrologia, sedimentologia i fauna. *Endins*, 29: 25-64.
- Gràcia, F., Clamor, B., Jaume, D., Fornós, J.J., Uriz, M.J., Martín, D., Gil, J., Gràcia, P., Febrer, M. y Pons, G.X. (2005). La cova des Coll (Felanitx, Mallorca): Espeleogènesi, geomorfologia, hidrologia, sedimentologia, fauna i conservació. *Endins*, 27: 141-186.

- Gràcia, F., Clamor, B., Jaume, D., Fornós, J.J., Uriz, M.J., Martín, D., Gil, J., Gracia, P., Febrer, M. y Pons, G.X. (2003). Les coves de cala Anguila (Manacor, Mallorca). II: La cova Genovesa o Cova d'en Bessó. Espeleogènesi, geomorfologia, hidrologia, sedimentologia, fauna, paleontologia, arqueologia i conservació. *Endins*, 27: 141-186.
- Gràcia, F., Clamor, B., Landretch, R., Vicens, D. y Watkinson, P. (2001). Evidències geomorfològiques dels canvis del nivell marí. In Pons, G.X. & Guijarro, J.A. (eds.). El canvi climàtic: passat, present i futur. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 9: 91-119.
- Grasset de Saint-Sauveur, M. (1807). *Voyage dans les îles Baléares et Pithiuses fait dans les années 1801, 1802, 1803, 1804 et 1805*. L. Collin. Paris.
- Hausburg-Lothringen, L.S. (1884-1891). *Die Balearen in Wort un Bild geschildert*. Brockhaus. Leipzig. 7 vol.
- Hearty, P.J. (1987). New data on the Pleistocene of Mallorca. *Quaternary Science Reviews*, 6: 245-257.
- Hennig, G.J., Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. (1981). Avance de los resultados obtenidos mediante datación isotópica de algunos espeleotemas epiacuáticos mallorquines. *Endins*, 8: 91-93.
- Hernández-Pacheco, E. (1932). Las costas de la Península Hispánica y sus movimientos. *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias. Congreso de Lisboa*, 5: 89-120.
- Hillarie-Marcel, C., Gariépy, C., Chaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C. y Barceló, C. (1996). U-series measurement in tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence from two last-interglacial high sea levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews*, 15: 53-62.
- Jaume, C. y Fornós, J.J. (1992). Composició i textura dels sediments de platja del litoral mallorquí. *Bolletí Societat d'Història Natural de les Balears*, 35: 93-110.
- Kelletat, D., Whelman, F., Bartel, P., Scheffers, A. (2005). New tsunami evidences in southern Spain, Cabo de Trafalgar and Mallorca Island. In Sanjaume, E. y Mateu, J. (eds). *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger*: 215-222. Universitat de València, València.
- Kelletat, D.H. (1980). Formenschatz und prozessgefüge des "Biokarstes" and der küste von Nordost-Mallorca (Cala Guya). *Berliner Geographische Studien*, 7: 99-113.
- Komar, P.D. (1998). *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall.
- March, A. (2002). *Anàlisi i propostes de millora en la gestió dels platges artificials del Port de Pollença. Aproximació local a la gestió integrada del litoral*. Ajuntament de Pollença, Pollença, 133 pp.
- Martín, J.A. y Rodríguez-Perea, A. (1996). Participación vegetal en la construcción de los sistemas dunares litorales de Mallorca. In Grandal d'Anglade, A. y Pagés, J. (eds). *IV Reunión de Geomorfología: 785-799*. Sociedad Española de Geomorfología, A Coruña.
- Martín, J.A. y Servera, J. (2006). Erosión costera del sector comprendido entre s'Oberta del Gran Canal y el Puerto de Alcúdia (NE, Mallorca). In Pérez-Alberti, A. y Bedoya, J. (eds). *Geomorfología y territorio*: 433-442. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela.
- Mateu, G. (1972). Les foraminifères du Tyrrhénien de la Baie de Palma de Majorque et les conditions bioécologiques de l'ancienne Mer Baléare. *Rapp. Comm. Int. Mer Méditt.*, 20 : 539-541.
- Mateu, G. (1982). El Neógeno-Pleistoceno de Mallorca: biocronología y paleoceanografía en base a los foraminíferos planctónicos. *Bolletí de la Societat Història Natural de les Balears*, 26: 75-133.
- Mateu, G. (1985). Nuevos datos micropaleontológicos para interpretar el glacioteconoeustatismo del Pliopleistoceno de Baleares (Mediterráneo occidental). In *Geomorfología litoral y Cuaternario: Homenaje a Juan Cuerda*: 61-76. Universidad de Valencia, València.
- Mateu, G. Viñals, M.J., Moreiro, M. y Nadal, G. (2001). La trasgresión flandriense a través de los foraminíferos bentónicos del mar Balear. In Pons, G.X. y Guijarro, J.A. (eds). El canvi climàtic: pasta, present i futur. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 9: 13-31.
- Mateu, J.F. (2005a). Bibliografía del profesor Vicenç M. Rosselló. In Sanjaume, E. y Mateu, J. (eds). *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger*: pp. 35-44. Universitat de València, València.
- Mateu, J.F. (2005b). Vicenç M. Rosselló i la geomorfologia litoral. In Sanjaume, E. y Mateu, J. (eds). *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger*: pp. 13-33. Universitat de València, València.
- Mengel, O. (1934). Mouvements quaternaires dans l'île de Majorque. *Comptes Rendus Sommaires. Société de Géologie de France*, 6: 84-86.
- Moses, C.A. y Smith, B.J. (1994). Limestone weathering in the supra-tidal zones: an example from Mallorca. In Robinson, D.A. & Williams, R.B.G. (eds.), *Rock weathering and landform evolution*: 433-451. Wiley. Chichester.
- Nielsen, K.A., Clemmensen, L.B. y Fornós, J.J. (2004). Middle Pleistocene magnetostratigraphy and susceptibility stratigraphy: data from a carbonate aeolian system, Mallorca, Western Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 23: 1733-1756.
- Orfila, A., Batteredexa, G., Jordi, A., Vizoso, G., Casas, B., Fornós, A., Jansà, A., Genovés, A., Fornós, J.J., Marbà, N., Duarte, C., Lynnet, P., Liu, P., y Tintoré, J. (2003). Effects of the Novembre 2001 severe atmospheric event on two beaches of Mallorca. In *Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference* held at Mallorca, Spain, October 2002.
- Pacheco, P., Pons, G.X., Sintès, E. y Fornós, J.J. (1996). Geomorphology and biosedimentological characterization of a lagoon system in a microtidal western Mediterranean embayment (Albufereta de Pollença, Balearic Islands). *Z. Geomorph. N.F.*, 40: 117-130.
- Pardo, J.E. y Rosselló, V.M. (2001). El medio litoral en una perspectiva geográfica y aplicada. In Pérez-Alerti et al. (eds.). *Los espacios litorales y emergentes: lectura geográfica. XV Congreso de Geógrafos Españoles*: 15- 37. Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela.
- Penck, A. (1894). *Morphologie der Erdoberfläche*. Engelhorn. Stuttgart. 2 vol.

- Piqueras, J. (2003). Vicenç M. Rosselló i Verger. *Cuadernos de Geografía*, 34: 73-74.
- Pomar, L. y Cuerda, J. (1979). Los depósitos marinos pleistocenos en Mallorca. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 505-513.
- Pomar, L., Ginés, J., Aulló, F., Carbonell, J., Damians, J., Delgado, E., Félix, G., Font, A., Fornós, J.J., Forteza, V., Ginés, A., Mairata, P., Maroto, A., Mejías, R., Molinas, A., Mora, A., Munar, J., Pascual, A., Payeras, T., Plovins, A., Pol, A., Pons, J., Pueyo, J.J., Ramos, J.F., Riba, O., Rodríguez-Perea, A., Sàbat, E. y Serra, C. (1985). Los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca: estado actual de las investigaciones. In *Geomorfología litoral y Cuaternario: Homenaje a Juan Cuerda*: 103-122. Universidad de Valencia, València.
- Pomar, L., Rodríguez-Perea, A., Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés, J., Font, A. y Mora, a. (1987). Phreatic speleothems in coastal caves: a new method to determine sea-level fluctuations. In Zazo, C. (ed). Late Quaternary sea-level changes in Spain. *Trabajos sobre Néogeno-Cuaternario*, 10: 197-224.
- Rodhenburg, H. (1977). Neue 14C-daten aus Marokko und Spanien und ihre aussagen for die relief- und bodenentwicklung im Holozän und Jungpleistozän. *Catena*, 4: 215-228.
- Rodríguez-Perea, A. (1998). Ventalls al·luvials i sistemes dunars a Betlem (Artà, Mallorca). In Fornós, J.J. (ed). *Aspectes geològics de les Balears*: 169-180. Universitat de les Illes Balears. Palma.
- Rodríguez-Perea, A., Servera, J. y Martín, J.A. (2000). *Alternatives a la dependencia de les platges de les Balears de la regeneració artificial continuada: informe Metadona*. Universitat de les Illes Balears, Palma. 108 pp.
- Roig, F.X. y Martín, J.A. (2005). Efectos de la retirada de bermas vegetales de *Posidonia oceanica* sobre las playas de las islas Baleares: consecuencias de la presión turística. *Investigaciones Geográficas*, 57: 39-52.
- Roig, F.X., Martín, J.A., Rodríguez-Perea, A. y Pons, G.X. (2006). Valoración geoambiental y económica de diferentes técnicas de gestión de playas. In Pérez-Alberti, A. y Bedoya, J. (eds). *Geomorfología y territorio*: 457-469. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela.
- Rose, J., Meng, X. y Watson, C. (1999). Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 156: 435-448.
- Rosselló, V.M. (1959a). La Huerta de Levante en Palma de Mallorca. *Estudios Geográficos*, 77: 523-528.
- Rosselló, V.M. (1959b). El Prat de Sant Jordi y su desecación. *Boletín de la Cámara de Comercio, Industria y Navegación. Palma de Mallorca*, 622: 8-18.
- Rosselló, V.M. (1962). *Mallorca, el sur y sureste*. Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación de Palma de Mallorca. Palma.
- Rosselló, V.M. (1963). Anotacions a la toponomàstica del Migjorn i Xaloc de Mallorca. *Bolletí Societat Arqueològica Lul·liana*, 792-796: 25-47.
- Rosselló, V.M. (1975). El litoral de Mallorca, assaig de genètica i classificació. *Mayurqa*, 14: 5-19.
- Rosselló, V.M. (1979). Algunas formas kársticas litorales de Mallorca. In Barceló, B. (ed.), *Actas del VI Coloquio de Geografía*: 115-121. AGE. Palma de Mallorca.
- Rosselló, V.M. (1985). El Pleistocè marí valencià. Història de la seva coneixença. In *Geomorfología litoral y Cuaternario: Homenaje a Juan Cuerda*: 135-174. Universidad de Valencia, València.
- Rosselló, V.M. (1995). Les cales, un fet geomòrfic epònim de Mallorca. *Bolletí Societat d'Història Natural de les Balears*, 38: 167-180.
- Rosselló, V.M. (1998). Torrents i cales de Mallorca: aspectes geomorfològics. In Fornós, J.J. (eds.). *Aspectes geològics de les Balears*: 331-360. Universitat de les Illes Balears. Palma.
- Rosselló, V.M. (2005). Cala, una mesoforma litoral: concepte, models i aproximació morfomètrica. *Cuadernos de Geografía*, 77: 1-18.
- Rosselló, V.M. (2006). Les Illes redescobertes: Mallorca, Menorca, Eivissa i Formentera. Publicacions de l'Abadia de Montserrat. Barcelona, 158 pp.
- Sanjaume, E. (1985). *Las Costas Valencianas. Sedimentología y Morfología*. Universitat de València. València. 505 pp.
- Servera, J. (1997). Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears. Tesis doctoral. Universitat de les Illes Balears. 904 pp.
- Servera, J. (2004). *Geomorfología Litoral de les Illes Balears*. Documenta Balear, Palma. 88 pp.
- Servera, J. y Rodríguez-Perea, A. (1996). Morfologías parabólicas de los sistemas dunares litorales de Baleares. Martín, J.A. y Rodríguez-Perea, A. 1996. Participación vegetal en la construcción de los sistemas dunares litorales de Mallorca. In Grandal d'Anglade, A. y Pagés, J. (eds). *IV Reunión de Geomorfología*: 785-799. Sociedad Española de Geomorfología, A Coruña.
- Servera, J. y Rodríguez-Perea, A. (1999). Geomorfología costanera de s'Estalella. *Lentorn de Lluçmajor: estudis i comentaris*, 1: 9-30.
- Servera, J., Martín, J.A. (1996). Análisis y causas del retroceso de la línea de costa del arenal de sa Ràpita (Mallorca). In Grandal d'Anglade, A. y Pagés, J. (eds). *IV Reunión de Geomorfología*: 877-890. Sociedad Española de Geomorfología, A Coruña.
- Servera, J., Martín, J.A. y Rodríguez-Perea, A. (2002). Forma y dinámica de las acumulaciones de hojas de *Posidonia oceanica*. Su papel como elemento protector de la playa subaérea. In Pérez-González, A., Vegas, J., Machado, M.J. (eds). *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*: 363-369.
- Servera, J., Martín, J.A., Rosselló, J. y Rodríguez-Perea, A. (1994). Análisis de la regeneración de playas por medio de trampas barrera en cala Agulla (Mallorca). In Arnáez, J., García-Ruix, J.M. y Gómez, A. (eds). *Geomorfología en España*: 403-411. Sociedad Española de Geomorfología. Logroño.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 and 10 6 year scale. *Quaternary Research*, 3: 39-55.

- Stearns, C.E. y Thurber, D.L. (1965). Th<sup>230</sup>/U<sup>234</sup> dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria*, 7: 29-42.
- Swantesson, J.O.H., Gómez-Pujol, L., Cruslock, E., Fornós, J.J. y Balaguer, P. (2006). Processes and patterns of erosion and downwearing on microtidal rock coasts in Sweden and the Western Mediterranean. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Vol.* 144: 137-160.
- Tort, J. y Tobaruela, P. (1999). La visió integral de la geografia: apunts d'una conversa amb Vicenç Rosselló. En: *L'home i el territori. Vint converses geogràfiques*, pp. 163-172. Rafael Dalmau Editor. Barcelona.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, C., Pazzeli, L., Taddeucci, A., Clamor, B., Fornós, J.J., Ginés, A. y Gràcia, F. (2000). Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos recolectados a cotas inferiores al actual nivel marino en cuevas costeras de Mallorca (España): Aportaciones a la construcción de una curva eustática detallada de los últimos 300 ka para el Mediterráneo Occidental. *Endins*, 23: 59-71.
- Tuccimei, P., Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés, J., Gràcia, F. y Mucedda, M. (2006a). Sea level change at Capo Caccia (NW Sardinia) and Mallorca (Balearic Islands) during oxygene isotope substage 5e, based on Th/U datings of phreatic overgrowths on speleothems. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balear.*, 14, en prensa.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, M.C., Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J. y Taddeucci, A. (2006b). Last interglacial sea level changes in Mallorca island (Western Mediterranean). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. *Z. Geomorph. N.F.*, 50: 1-21.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Ginés, A., Fornós, J.J. y Vesica, P. (1998). Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos controlados por el nivel marino, procedentes de cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*, 22: 99-107.
- Vargas, J. (1787). *Descripciones de las islas Pithusas y Baleares*. Ibarra. Madrid.
- Vesica, P.L., Tuccimei, P., Turi, B., Fornós, J.J., Ginés, A. y Ginés, J. (2000). Late Pleistocene paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. *Quaternary Science Reviews*, 19: 865-879.
- Vicens, D. y Pons, G.X. (2002). In Memoriam. Joan Cuerda Barceló (1912-2003), President d'Honor de la Societat d'Història Natural de les Balears. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 45: 225-234.
- Vicens, D., Pons, G.X., Bover, P. y Gràcia, F. (2005). Els tàxons amb valor biogeogràfic i cronoestratigràfic: bioindicadors climàtics del Quaternari de les Illes Balears. In Pons, G.X. y Guijarro, J.A. (eds). *El canvi climàtic: pasta, present i futur*. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 9: 121-146.
- Walter-Levy, L., Frécaut, R. y Strauss, R. (1958). Contribution à l'étude de la zone littorale des îles Baléares. Biologie et chimie des algues calcaires. Formes du relief qui leur sont liées. *Revue algologique*, 3: 202-228.
- Weyler, F. (1854). *Topografía Física Médica de las Islas Baleares y en Particular de la de Mallorca*. Imprenta Gelabert. Palma.
- Woodroffe, C.D. 2003. *Coasts. Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Zazo, C. (1999). Interglacial sea levels. *Quaternary International*, 55: 101-113.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bajardí, T., Hillarie-Marcel, C., Ghaleb, B., González-delgado, J.A. y Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194: 103-133.



# 1.2

## EL LITORAL DE MALLORCA: SÍNTESIS GEOMÓRFICA

---

Lluís GÓMEZ-PUJOL<sup>1</sup>, Pau BALAGUER<sup>1</sup> y Joan J. FORNÓS<sup>2</sup>

1) Institut Mediterrani d'Estudis Avançats, IMEDEA (CSIC-UIB), Esporles (Illes Balears).

2) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.

### INTRODUCCIÓN

De las cinco islas mayores y el centenar de islotes que forman el archipiélago balear, Mallorca es la primera en extensión con una superficie de 3.640 km<sup>2</sup>. Se ubica en el Mediterráneo occidental, entre 2º y 4º E de longitud y entre 39º y 40º N de latitud. Comparte longitud por el norte con el Empordà o los antiguos dominios insulares en Perpinyà; mientras que por el sur lo hace con la franja central de Argelia. A su vez, coincide en latitud con la ciudad de València y el Camp del Túria en su proyección occidental. Correspondiendo su flanco oriental con las latitudes del Campidano sardo y la región de Calabria en la península itálica; o bien en un periplo clásico, y tras los pasos del naturalista decimonónico por excelencia de las islas, Ludwig S. Habsburg-Lothringen, con la isla jónica de Corfú. Mallorca presenta una forma romboidal cuyas dimensiones o ejes máximos de W a E son los 95 km que separan las localidades de Sant Elm y Capdepera, y de N a S los 79 km comprendidos entre el Morro de Catalunya y el Cap Salines. El clima de Mallorca es típicamente mediterráneo con veranos cálidos y secos e inviernos templados y húmedos. La temperatura media anual ronda los 17°C, siendo los valores medios del invierno y el verano de 10 y 25°C respectivamente. En cuanto a las precipitaciones los valores anuales para el conjunto de la isla son de 500 mm que se concentran principalmente en la estación otoñal. No obstante, en la Serra de Tramuntana –en el norte de la isla– pueden llegar a registrarse precipitaciones anuales de 1.400 y 1.600 mm (Guijarro, 1986). En cuanto al ambiente marítimo, éste es relativamente tranquilo con alturas significativas medias de ola de 0,5 m, aunque pueden ser menores en el tercer y cuarto cuadrante y mayores en el primero y segundo. Los temporales procedentes de Mistral con velocidades de viento superiores a los 40 m/s pueden llegar a generar olas de 12 m de altura en aguas profundas (Cañellas *et al.*, 2007), mientras que tormentas de menor severidad y procedentes del SW y SE pueden llegar a 5,12 m de altura en mar abierto. No puede hablarse propiamente de una rango mareal astronómico puesto que la oscilación es menor de 0,25 m; no obstante cambios en la presión atmosférica pueden desencadenar oscilaciones de orden métrico (Basterretxea *et al.*, 2004). La vegetación de Mallorca es típicamente mediterránea destacando dos comunidades principales: el encinar (*Cyclamini-Quercetum ilicis*) y las maquias y marinas de brezos y acebuches –*Oleo-Ceratonion*, *Hypericon balearici*, *Rosmarino-Ericion*– en las bajas altitudes y dominios áridos (Bolòs, 1996).

El perímetro litoral de la isla de Mallorca suma, en base a la cartografía 1:5000, poco más de 626 km de los cuales el 80% corresponden a costas rocosas, un 10,1% a playas arenosas, restingas y playas de cantos y un 9,9% a estructuras o modificaciones antrópicas

(Balaguer, 2005). No se trata de una costa excesivamente articulada, si bien la linealidad de sus costas –especialmente las acantiladas– viene interrumpida por numerosos entrantes que, en el mejor de los casos, acogen a pequeñas playas, antaño refugio de pescadores, piratas y contrabandistas, hoy recurso y polo de atracción de la actividad turística y la especulación urbanística.

## FACTORES Y CONDICIONANTES EN LA CONFIGURACIÓN DEL LITORAL DE MALLORCA

La configuración y distribución espacial de los principales tipos de costa, acantilada o de acumulación, así como sus diferentes variantes responden a la organización morfoestructural de la isla y en segundo término vienen gobernadas por la tectónica, la naturaleza del roquedo, las variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario y la acción antrópica.

### *El control estructural*

Mallorca constituye la parte emergida del Promontorio Balear, la prolongación hacia el noreste de los sectores externos de las Cordilleras Béticas en el Mediterráneo (Fontboté *et al.*, 1990). Un promontorio orogénico formado por materiales del Paleozoico al Mioceno medio afectados por un sistema de fracturas y pliegues de edad Oligoceno tardío-Mioceno medio (Gelabert *et al.*, 1992). Las grandes líneas estructurales de la isla (Fig. 1) vienen definidas por un conjunto de relieves y depresiones orientados de NE a SW generados durante un periodo de extensión tectónica activo, al menos, desde el Mioceno superior (Alvaro, 1987; Benedicto *et al.*, 1993). El resultado es la disposición alterna de dos grandes sierras y una tercera de menor magnitud, así como varias cuencas en una estructura de *horsts* y *grabens* o *semigrabens*. Los *horsts* corresponderían a la Serra de Tramuntana, las Serres de Llevant y los relieves centrales, los *grabens* a las cuencas de Palma, Inca, Pollença, sa Pobla, Llubí, Manacor-Felanitx y Campos. Sobre los materiales plegados o bien adosados a ellos, descansan los depósitos del Mioceno superior, Plioceno –bien escaso– y Pleistoceno formando superficies subhorizontales al pie de las sierras. El altiplano que caracteriza las unidades paisajísticas conocidas como marinas (Migjorn, Llevant, Santanyi, Petra y Santa Ponça) tiene su génesis en una plataforma arrecifal formada durante el Tortoniense final y el Messiniense inicial gracias a cambios eustáticos que llegaron a superar los +60 m respecto el nivel de mar actual (Pomar, 1991). Por lo tanto, y a grandes rasgos, las costas acantiladas coinciden con el perímetro litoral de las sierras y las marinas, mientras que los *horsts* acogen a los principales sistemas playa-duna y las asociaciones de albufera y restinga. Si la estructura tectónica de la isla explica la distribución de los grandes grupos de formas litorales, en un segundo orden de magnitud, la fracturación y la geometría de las fallas explica la naturaleza de buena parte de los acantilados de la isla o el espacio de acomodación que en el caso de cabalgamientos de estructura y materiales similares de la Serra de Tramuntana y las Serres de Llevant, acabará permitiendo el desarrollo de distintos tipos de costa y formas de acantilado (Gelabert *et al.*, 2003), o bien de playas y sistemas dunares cuando la plataforma litoral sea lo suficientemente ancha.

### *La influencia del roquedo*

La influencia de la naturaleza del roquedo en la configuración de la costa de Mallorca debe entenderse desde una doble perspectiva. Por un lado los materiales que afloran casi



en su totalidad en la costa de Mallorca son calcáreos lo cual implica que el modelado kárstico tendrá una componente importante en la formación del relieve litoral, tanto en su componente de formación y colapso de cavidades que se traducirá en la formación de puentes, estacas o en la configuración de las calas (Ginés, 2000), o bien en relación al micromodelado que se superpondrá al perfil de los acantilados y costas bajas (Gómez-Pujol y Fornós, 2001). Por otro lado, la naturaleza del roquedo debe considerarse desde una perspectiva de resistencia mecánica, ya que las facies lutíticas del Keuper que aparecen en la base de los acantilados del sector central de la Serra de Tramuntana, facilitan los procesos de deslizamientos y desprendimientos acompañados de las precipitaciones y temporales de mar intensos (Mateos, 2000), y acaban configurando acantilados de perfil cóncavo; a las resistentes brechas calcáreas y dolomíticas del Lías les corresponde perfiles verticales. En la misma línea, el comportamiento diferencial de los estratos tabulares de las series y ambientes sedimentarios de la *Unidad Arrecifal* y del *Complejo Terminal* –donde se alternan calcarenitas y calcilitas– explicará la presencia de perfiles escalonados, superficies de erosión o entalladuras (*notchs*) en los acantilados de las Marinas de Migjorn y Llevant. A la par, que facilitará los procesos de movimientos de masas (desprendimientos, colapsos,...) a raíz de la erosión diferencial (Balaguer *et al.*, 2002).

### *Las variaciones del nivel marino*

Las variaciones del nivel marino son esenciales para entender la configuración del litoral de Mallorca. Muchas de las configuraciones o la presencia de formas como puentes, acantilados fósiles, marmitas sumergidas o restos arqueológicos descontextualizados, no hallan solución sin las variaciones del nivel marino a lo largo del Cuaternario. Las eolianitas fósiles, a modo de ejemplo, están formadas por arenas bioclásticas de origen marino para cuya formación es necesario un descenso del nivel y el retrabajamiento eólico del material abandonado sobre la plataforma; también son necesarias las fluctuaciones del nivel marino para entender la fosilización de marmitas o la presencia de depósitos marinos en determinadas cotas y acantilados. Gómez-Pujol *et al.* (2006) ponen de manifiesto cómo buena parte de las mesoformas de la costa rocosa de Mallorca (plataformas litorales y acantilados compuestos) no se corresponden con los parámetros dinámicos actuales, sino que se trata, en buena medida, de formas heredadas y reactivadas por el actual nivel marino. El programa de dataciones y de exploración de cavidades litorales (Tuccimei *et al.*, 2006; Ginés, 2000) ha permitido identificar tres episodios de *highstand* en torno a 1,5 y 2,5 m por encima del nivel actual y dos episodios de *lowstand* por debajo de los 15 m respecto del nivel actual del mar que, cronológicamente, se ubican en el estadio isotópico OIS 5. La curva estudiada abraza el periodo comprendido entre 144.000 y 78.000 ka BP. Las fluctuaciones parece que siguen patrones de nivel del mar lo suficientemente estables, a las que siguen bajadas o subidas rápidas del mar superiores a 18 m en marcos temporales inferiores a los 5.000 años (Tuccimei *et al.*, 2006), lo que implica tasas de aumento o descenso del nivel marino de 2,9 a 8,7 mm/año, siendo el valor promedio de 5,9 mm/año.

### *El factor antrópico*

Finalmente, cabe añadir como factor en la configuración del litoral mallorquín la componente antrópica. En una isla en la que el número de turistas supera el millón de turistas y en la que la densidad de población ha pasado de 61 hab/km<sup>2</sup> en la década de los 60 a 120 hab/km<sup>2</sup> a día de hoy, no quedan dudas a propósito de la presión a la que está sometido el

litoral desde un punto de vista urbanístico y también desde una perspectiva recreativa. Ya a finales del siglo XIX se iniciaba el drenaje –la bonificación– de las dos grandes albuferas de la isla, la de Palma y la de Alcúdia (Rosselló, 1959; Barceló, 1965). Un indicador lo suficientemente explícito son los 62,5 km, en torno al 10% de la costa de la isla, que suman paseos marítimos, escolleras, puertos deportivos y otras obras públicas que no necesitan explicación alguna (Balaguer, 2005). En el plano cultural, la presencia de las canteras y las evidencias de la actividad extractiva –desaparecida recientemente– en los afloramientos de calcarenitas miocenas y de eolianitas cuaternarias confiere al litoral un aspecto de jardín barroco. El *marès*, nombre con el que se denomina a la roca explotada en las canteras litorales y transportada mediante embarcaciones dada la dificultad de acceso terrestre, ha sido un elemento básico tanto en la construcción de grandes monumentos –murallas, la Seu, Castell de Bellver, casas notables de Palma– como en las construcciones más modestas y humildes de las casas de campo y cobertizos para grano y ganado (Rosselló, 1964).

## SÍNTESES GEOMÓRFICA

### *La Serra de Tramuntana*

La Serra de Tramuntana es una alineación de relieves orientada de NE a SW paralela a la costa noroccidental, cuya longitud es de 89 km y su amplitud media de 15 km. La línea de cimas supera los 600 m y la parte más elevada, en el sector central de la sierra, acoge diez cimas que superan los 1.300 m. La Serra de Tramuntana con 277,4 km de perímetro litoral representa el 44,3% de la línea de costa de la isla que, en su mayor parte, se corresponden con acantilados y desniveles abruptos (Balaguer, 2005); 5 km escasos separan la mayor cota de la isla (Puig Major, 1.450 m) del nivel del mar. No obstante, hay variaciones notables en la forma y dimensiones de los acantilados en función de la posición y materiales implicados. En esta unidad morfoestructural, los acantilados perpendiculares a la dirección de compresión se presentan como imponentes murallas de alturas entre 50 y 400 m, mientras que en sus flancos laterales, o bien en el revés de los cabalgamientos hacia el SE, los accidentes litorales son más suaves y de menor envergadura. No obstante, tan sólo el 25% del perímetro litoral de esta unidad morfoestructural presenta acantilados inferiores a los 15 m de altura sobre el nivel del mar, por lo que el adjetivo y marca de *costa brava* –término originalmente mallorquín– resulta más que adecuado (Rosselló, 2006).

Desde una perspectiva regional pueden distinguirse un mínimo de cinco sectores en función de la combinación de los accidentes estructurales y la naturaleza del roquedo. Iniciando un periplo marítimo desde el extremo suroccidental de la Serra de Tramuntana, nos encontramos con uno de los sectores de costa más articulados de la isla en el que la combinación de la orientación general de los pliegues anticlinales y sinclinales, ligados a la estructura de la Serra de na Burguesa de dirección NE-SW, junto a la secuencia de pliegues y cabalgamientos de orientación N-S en la zona de Andratx, ambas afectadas por fallas normales y direccionales de edad cretácica (Gelabert, 1998), dan lugar a los entrantes y pequeñas bahías de Santa Ponça-Peguera, es Camp de Mar, Cala Llamp, es Port d'Andratx y Sant Elm. La isóbata de –50 m se halla alejada notablemente de la costa –de tres a cuatro km– y se va acercando así como nos desplazamos al norte. Los acantilados bajos y medios, de entre 3 y 10 m, en los aledaños de Cap Negret, Santa Ponça o Peguera, labrados en materiales plegados del Rhetiense, Malm-Dogger y Oligoceno, contrastan con los precipicios de más de 100 m de altura del Cap des Llamp, Cap de sa Mola o con los 350 del Morro des Fabioler, tallados en el roquedo del Jurásico inferior (Lias). Mientras que los acantilados

desarrollados en los materiales del Jurásico inferior suelen tener una componente marcadamente vertical y caen a plomo (*plunging cliff*), los acantilados medios y bajos del Rhetiense y el Oligoceno disponen de perfiles compuestos al pie de los cuales pueden desarrollarse plataformas litorales no muy anchas, favorecidas por la fracturación y la geometría de las deformaciones. No resulta difícil hallar, en estos últimos, vestigios de modelados litorales anteriores (superficies de erosión, marmitas fosilizadas,...) que junto a la relación entre los parámetros morfométricos de las plataformas litorales y los dinámicos ponen de manifiesto que buena parte del modelado de los acantilados compuestos corresponde a formas heredadas y reactivadas por el actual nivel marino (Gómez-Pujol *et al.*, 2006). No puede olvidarse la mención al rosario de afloramientos de eolianitas fósiles –probablemente würmienses– que favorecidas por lo relativamente ancho de la plataforma en este sector y por la disposición de las laminas cabalgantes, aparecen desde Punta Negra a Sant Elm. Por último, bien en el contacto de la depresión de los sinclinales o en los valles delimitados por la sucesión de cabalgamientos, encontramos playas de dimensiones notables como las de Santa Ponça, Torà, Peguera y Camp de Mar. Todas ellas han experimentado un fuerte impacto antrópico en poco menos de cuarenta años, desapareciendo casi la totalidad del campo de dunas y pinar que llevaban asociado, así como colmatando o edificando sobre las pequeñas albuferas litorales como la del Salobrar de Santa Ponça.

El segundo de los sectores a describir inicia el periplo marítimo al pie de la fachada septentrional de la Serra de Tramuntana. En concreto se trata del sector comprendido entre el Morro de sa Rajada y los precipicios del Penyal de n'Evangèlica, donde afloran los materiales del Jurásico inferior. El navegante se encuentra ante una imponente fachada de acantilados verticales de 300 m de altitud que caen aplomados varios metros mar adentro, así como otros de perfil compuesto –pared-talud-pared o talud cóncavo y pared– que, en algunos casos, llevan asociados importantes conos de derrubios. Del mismo modo pueden apreciarse indicios de movimientos de masas traslacionales al este del Morro des Fabioler, o valles colgados como ses Basses o la Coma de n'Evangèlica que, en relación a los valles colgados que también desaguan en la fachada litoral del sector oriental de la Serra de Tramuntana, permiten identificar un antiguo nivel de base (previo a un eventual levantamiento finiMioceno-Plioceno) entre los 300 y 400 m sobre el nivel marino actual (Silva *et al.*, 2005).

El contacto con el mar de los materiales de despegue (Triásico inferior) de los cabalgamientos que definen la estructura de la Serra de Tramuntana caracteriza el tercer sector a comentar que queda comprendido entre el Racó de ses Ortigues y sa Falconera (Fig. 2). Se trata de un sector de costa escasamente articulado si bien pueden destacarse algunas sinuosidades que deben relacionarse con las diferencias litológicas entre cada una de las facies germánicas y el complejo entramado de fracturas. En este sentido, las dolomías, yesos y margas del Muschelkalk, junto con las areniscas y lutitas rojizas del Buntsandstein (Cala Estellencs, s'Algar, Port des Canonge o la Marina de Valldemossa), ofrecen una alternativa al colorido y forma del roquedo litoral carbonatado liásico. Desde Estellencs a Valldemossa los acantilados son de menor envergadura y raras veces superan los 60 m, si bien las laderas marítimas pueden coronar los 180 y 200 m sobre el nivel del mar. El renglón de acantilados en forma de talud cóncavo y escarpe irregular es característico y en ausencia de los materiales menos resistentes del Buntsandstein nos encontramos con acantilados verticales pero de escasa penetración mar adentro. En efecto el gradiente es mucho menor que en el sector anterior. La isóbata de –50 m se aleja notablemente de la costa, más de 2 y 3 km y la de –20 m raras veces se acerca a más de 500 m. Son abundantes los derrubios y bloques al pie de los acantilados puesto que los desprendimientos y deslizamientos son



Figura 2. Acantilados del sector meridional y central de la Serra de Tramuntana. a) Acantilados verticales de 100 m de altura en roquedo liásico en el Cap de sa Mola, b) Cala Banyalbufar, playa de cantos al pie de un acantilado de poco más de 10 m en las dolomías y margas del Muschelkalk. c) Acantilados desarrollados aprovechando la estratificación y deformación de las turbiditas del Mioceno inferior, Peix Menut. d) Acantilados con evidencias de dinámica de laderas, desprendimientos y deslizamientos, favorecidos por los materiales plásticos del Buntsandstein entre Valldemossa y Banyalbufar.

habituales y se ven agravados por las precipitaciones intensas así como por los temporales marítimos (Mateos, 1998 y 2000). Un contrapunto a esta tipología de litoral la introduce el afloramiento de los materiales del Mioceno inferior (*Unidad Turbidítica* y *Calcarenitas de Sant Elm* de Rodríguez y Pomar, 1983). Formados por depósitos de plataforma en sentido amplio confieren al sector una línea de costa con un mayor grado de articulación, dadas las diferencias de resistencia del material entre los estratos de las turbiditas y el ángulo y orientación con que, a raíz del plegamiento y la fracturación, entran en contacto con el mar. En este sentido el perfil de los acantilados sigue un patrón de tipo cantil-talud aunque los derrubios cuaternarios cubren buena parte del perímetro litoral. Cabe destacar que, a diferencia del resto de la fachada litoral de la Serra de Tramuntana, la estratificación de las turbiditas permite el desarrollo de plataformas litorales que, a pesar de distribución espacial en forma de parche, pueden llegar a alcanzar 6 y 10 m de amplitud. No existen en el sector grandes playas, tan solo alguna playa de cantos vinculada con el retroceso de un acantilado (Cala Banyalbufar o Cala Estellencs) o de origen fluvial (Port des Canonge y Marina de Valldemossa). En ocasiones es posible encontrar un retazo de eolianita cuaternaria adosada al pie de los acantilados. Tras el breve escollo del saliente liásico de la Pedrissa que se

presenta como una pequeña meseta con vistas al mar, reaparece de nuevo, desde Cala Deià a la Punta des Gall, el acantilado cóncavo de 10 a 20 m; aunque en esta ocasión los materiales basales corresponden a las lutitas del Keuper a las que se superponen las carniolas y margocalizas del Rhetiense. En general se trata de vertientes muy dinámicas, con numerosos ejemplos de desprendimientos y deslizamientos, que ponen en peligro las actividades de baño o las edificaciones cercanas y los embarcaderos de pescadores de s'Estaca o Alcoñasser. No debe olvidarse la cita de Cala Deià: una playa de cantos relacionada con la desembocadura de un torrente y referente de la actividad bañista en la costa norte.

El cuarto de los sectores ocupa la totalidad de la mitad septentrional de la Serra de Tramuntana. Desde Moleta hasta Cap de Formentor (Fig. 3), excepto en determinadas localizaciones, el roquedo que conforma el frente de las unidades cabalgantes es básicamente de calizas y dolomías brechoides del Lias. A grandes rasgos se trata de una costa muy abrupta de perfiles verticales que entran a plomo en el mar (*plunging cliffs*), y en cuyo sector central el acantilado alcanza los 388 m de altura (Penyal Gran, Ternelles), quedándose en los

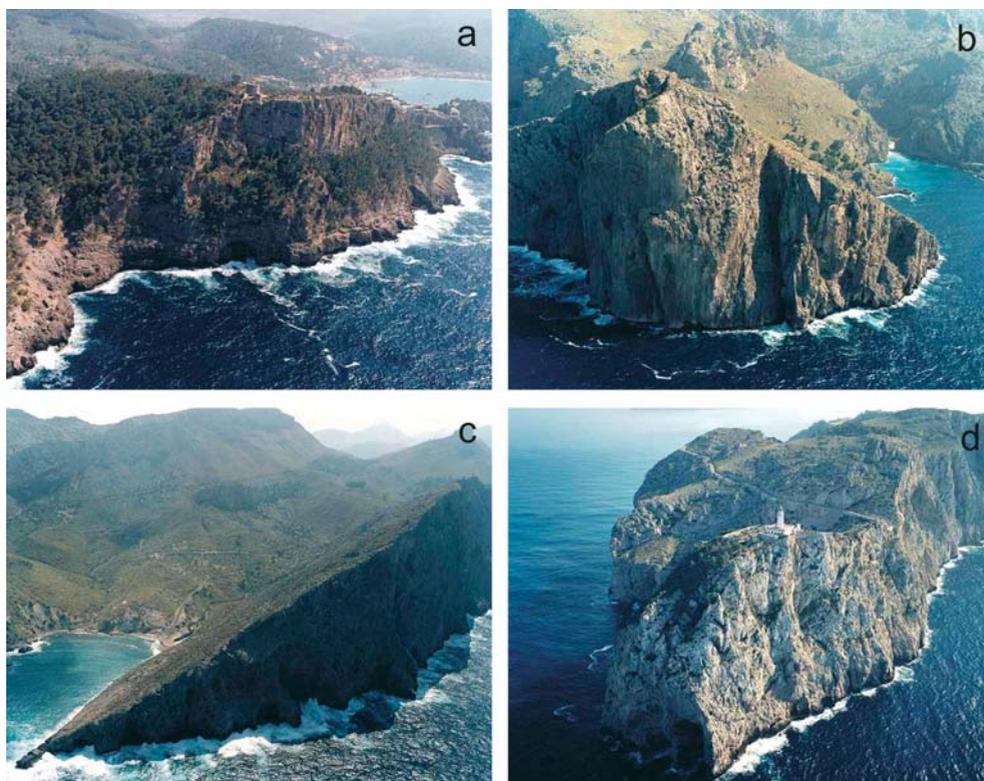


Figura 3. La componente estructural y las cotas topográficas que oscilan entre los 200 y 400 m de altura son los atributos característicos de los acantilados del sector septentrional de la Serra de Tramuntana. Nótese el desarrollo de cuevas de abrasión marina en la base de los acantilados favorecidos por la fracturación. a) Torrer Picada, en la entrada del Puerto de Sóller. b) Sector de acantilados liásicos al norte de sa Calobra, obsérvese la desembocadura del cañón kárstico del Torrent de Pareis. c) Variaciones de la tipología de acantilado relacionadas con el relieve en cuesta de Cala Sant Vicenç. d) *Plunging cliffs* de 300 m de altura que entran a plomo en el mar más de 20 m, en el Cap de Formentor.

200 m entre Punta Beca y el Morro d'en Bordils, al oeste, y entre 290 y 300 m en las Penyes del Cavall Bernat y Cap de Formentor, al este. La isóbata de -50 m discurre paralela a la costa siguiendo un trazo rectilíneo que apenas se separa 1 km del perímetro litoral; el gradiente batimétrico supera valores del 17%. Los perfiles sísmicos ponen de manifiesto el origen estructural del acantilado marino de la Serra de Tramuntana, el plano de falla del cual se ha visto modificado en localidades como sa Costera o el Puig de Bàltx por grandes deslizamientos traslacionales que han llegado a movilizar volúmenes  $200 \times 10^6 \text{ m}^3$  y  $300 \times 10^6 \text{ m}^3$  respectivamente (Gelabert *et al.*, 2003). La continuidad lateral del acantilado queda interrumpida por la ensenada del Port de Sóller y los cañones kársticos de na Mora, Pareis y Mortitx entre otros. Estudios recientes ponen de manifiesto la continuidad de dichos cañones con formas típicas como marmitas de gigante o arcos de abrasión (-25 m) por debajo del nivel marino actual (Gràcia *et al.*, 2001). En el Port de Sóller existe registro histórico de la localización de una restinga y albufera que llegaba hasta la actual huerta (Rullan, 1877/1878), así como también son notables, más por su contexto que por sus dimensiones, las playas de cantos de Cala Tuent y de sa Calobra. Esta última está encajada en la desembocadura del cañón kárstico del Torrent de Pareis y delimita el perímetro de una pequeña albufera que se ha convertido en uno de los recursos turísticos más ponderados de la isla. Las extremidades septentrionales de la Serra de Tramuntana, la península de Formentor, no presentan diferencias notables respecto a las características descritas anteriormente para el conjunto del sector, a excepción del contacto lateral con el mar de los valles longitudinales que quedan entre los diferentes cabalgamientos o que están asociados a sinclinales. Tal es el caso de las pequeñas radas de Cala Castell, Cala Sant Vicenç, Bòquer o Cala Figuera. A diferencia del trazo general de la costa liásica, varios factores confieren a estos entrantes una apariencia diferenciada. Por un lado, coincide en su flanco septentrional con el revés del relieve monoclinial y en su flanco meridional coincide con el afloramiento de materiales menos resistentes (Keuper o turbiditas del Mioceno inferior) que le confieren un aspecto más suavizado. Todas ellas acogen playas de cantos asociadas a cursos fluviales. La intervención del hombre ha creado pequeñas playas de arena donde nunca las hubo, tal es el caso de Cala Sant Vicenç. Los fotogramas de finales del siglo XIX permiten observar la existencia de una playa de cantos en la playa hoy por hoy conocida como Cala Barques, mientras que en Cala Clara o Cala Molins, tan sólo puede identificarse un acantilado bajo con una cascada por la que desagua el Torrent de Can Botana, donde hoy el visitante encuentra una playa de arena bioclástica de dimensiones notables. La posición de los entrantes respecto a la isóbata de -50 m, de la que mantienen notables distancias, puede explicar en un marco de fluctuaciones eustáticas la presencia de eolianitas carbonatadas cuaternarias en las laderas y flancos de las calas descritas.

El quinto y último de los sectores litorales de la Serra de Tramuntana se corresponde con el flanco oriental de la sierra, cuyos relieves cierran la bahía de Pollença y separan a esta última de la de Alcúdia. El juego de fracturas delimita la avanzada del Cap de Formentor, a norte y sur, por paredes verticales de 200 y 300 m de altura. A partir del Morro del Pont, ya dentro de la bahía, las cotas de los acantilados descienden y se suavizan dada su condición de relieve en cuesta. La inundación de los pequeños valles fluviales da lugar a las calas de en Gossalba, Murta y Feliu donde se ubican pequeñas playas de cantos. Cierra el itinerario de la península de Formentor la Cala del Pi de sa Posada con su estrecha playa al pie de un acantilado bajo labrado en una sucesión de eolianitas cuaternarias y depósitos de abanico aluvial, de las que encontramos su parangón en el otro extremo de la bahía al pie de los acantilados de Tacàritx. Las cotas aumentan en Cap Pinar en los acantilados cortados en el roquedo rhetiense y donde el Jurásico superior presenta combinaciones diver-

sas de cantil-pared-cantil (Punta de s'Almadrava, Punta des Clot); los desarrollados en el roquedo liásico siguen presentando un forma de acusada verticalidad (Cap de Menorca); cercana a los 100 m sobre el nivel del mar, disminuyendo progresivamente hasta Alcanada donde aparece de nuevo la sucesión de abanicos aluviales y eolianitas cuaternarias. En el extremo más oriental de la península de Alcúdia, la playa de cantos del Coll Baix, de 240 m de longitud y 70 de ancho, se encuentra encajada en un sector de acantilados medios y expuesta a los energéticos temporales de NE.

### *Serres de Llevant*

Las Serres de Llevant están constituidas por un conjunto de montañas de pendientes suaves y formas alomadas que, alineadas también de NE a SW, abarcan desde el Cap de Ferrutx y el cabo del Far de Capdepera hasta las proximidades de Santanyí (Fig. 4). Su longitud media es de 46 km y su amplitud media de 10 km. A diferencia de la Serra de Tramuntana, los relieves de las Serres de Llevant muestran altitudes más modestas, siendo la Talaia Freda del Puig de Morell, con 562 m, y el Puig de Ferrutx, con 520 m, las cotas más altas. Los relieves que presentan mayor altitud están formados por materiales calcáreos mientras que los valles se han desarrollado sobre las lutitas del Keuper, o bien sobre materiales margocalcáreos jurásicos y/o cretácicos (Fornós y Gelabert, 1995). Las Serres de Llevant tan sólo tienen su extremo septentrional en contacto con el mar, por lo que sus 54,4 km de perímetro litoral apenas suponen el 9% del litoral de Mallorca. La característica más destacada de la estructura de las Serres de Llevant es la presencia de cabalgamientos y pliegues que presentan dos direcciones ortogonales: NE-SW y NW-SE (Sàbat, 1986). Más del 50% del perímetro litoral de esta unidad morfoestructural dispone de acantilados no superiores a los 3 m de altura, siendo la forma de sus perfiles combinaciones de talud y cantil tanto convexos como cóncavos (Balaguer, 2005). Los primeros retazos litorales correspondientes a las Serres de Llevant, afloran en el Port Vell (bahía de Son Servera), en la fachada oriental de la isla, y desaparecen en la bahía de Alcúdia donde la secuencia de abanicos aluviales y eolianitas (Gómez-Pujol, 1999; Rodríguez, 1998) da paso a las costas bajas de la cuenca de Llubí y sa Pobla. Cabe destacar que la isóbata de -50 m se halla a 3 y 4 km de la costa, mientras que la de -20 m, siguiendo un trazo rectilíneo con independencia del grado de articulación de la costa, se mantiene a distancias medias de 250 y 500 m. En general, el perímetro litoral de las Serres de Llevant presenta un grado de articulación notable como consecuencia de las direcciones de los diferentes juegos de cabalgamientos y la trama de la fracturación. Los 50 m de altura de un acantilado de perfil cóncavo en Cap des Pinar disminuyen a cotas inferiores a 10 m en las cercanías de la playa de Canyamel, playa de poco más de 300 m de largo y 300 m de ancho que antaño cerraba una pequeña albufera de la que aun hoy existe una más que evidente toponimia (sa Marjal, Ullal de Sagraera, es Prats...). El flanco oriental de la playa de Canyamel lo cierra un murallón con un acantilado característico cuyo perfil, una secuencia de pared y talud de más de 50 m de pared vertical, entra a plomo en el mar hasta profundidades cercanas a los -20 m. El macizo del Cap Vermell acoge las Covas d'Artà, topografiadas en 1862 por Pere d'Alcàntara Penya y acondicionadas para su visita turística a finales del XIX con motivo de la visita de la Reina Isabel II (Ginés, 1993). Se trata de un sector con una marcada directriz estructural de norte a sur que tan solo se ve truncada por pequeños entrantes, de marcada componente estructural aunque de dirección E-W, al fondo de los cuales encontramos playas de dimensiones reducidas como las sa Font de sa Cala o el Caló de n'Aladern. La primera línea de acantilados bajos, inferiores a los 3 m, se corresponden con el roquedo liásico, mientras

que la segunda línea de acantilados bajos retranqueados –tipo *nip*– están labrados en calcarenitas del Plio-Pleistoceno en las que pueden reconocerse estructuras eólicas y evidencias de la extensión y organización de un antiguo sistema dunar, que llegan a los 30 y 50 m de potencia tierra adentro. De nuevo, la presencia de un conjunto de fracturas de diferente orientación (NW-SE y N-S) rompe la linealidad estructural de la costa, articulándose el promontorio del Far de Capdepera. En sus laterales apenas supera los 3 m de altura y la forma del acantilado es muy variada como consecuencia de la combinación de la estratificación y la foliación de las calizas cretácicas (Cala Gat, Na Lliteras). No obstante en su fachada más externa, coincidiendo con el afloramiento de los materiales del Rhetiense y el Infralías, ofrece paredes verticalizadas de 60 y 90 m de altitud (Punta de Capdepera y Punta de n'Alegre) que caen abruptamente más de 15 m mar adentro. El mismo juego de fracturas permite el desarrollo en Cala Agulla de una playa de 600 m de longitud, tras la cual se desarrolla un pequeño sistema dunar holoceno, apenas alterado, de 57,5 ha que se alarga en dirección sur. Aunque la mayor parte de la superficie del sistema dunar está fijada por



Figura 4. Acantilados y playas en las Serres de Llevant. a) Acantilados pared-talud de 300 m de altura en roquedo jurásico en el Cap Vermell donde se encuentran las Coves d'Artà, cuya cámara de entrada puede apreciarse en la fotografía. Al fondo, los acantilados medios y bajos típicos de las Serres de Llevant labrados en el roquedo Rhetiense y Cretácico. b) Cala Millor es una de las playas arenosas de mayor longitud de las Serres de Llevant. El espacio que ocupan hoy apartamentos y hoteles correspondía a un sistema dunar y una pequeña albufera. c) Playas de Cala Torta y Cala Mitjana, encajadas en la fachada N de las Serres de Llevant, los acantilados bajos recortados en los materiales del Cretácico están recubiertos por eolianitas plio-cuaternarias. d) Acantilados compuestos de 300 m de altura en Cap Ferrutx.

la vegetación, es posible observar algunas formas parabólicas y transversales (Servera *et al.*, 1994). Con una configuración parecida al cabo de Capdepera nos encontramos con las laderas marítimas de la Talaia de Son Jaumell, en las que el roquedo liásico de nuevo presenta acantilados verticales de 50 m, que en la Punta de na Foguer o en es Cap des Freu superan el centenar de metros de altura, penetrando bruscamente en el mar hasta profundidades cercanas a los 20 m. El flanco septentrional de les Serres de Llevant coincide con la dirección e imbricación de cabalgamientos, lo cual explicaría la presencia de los acantilados liásicos con alturas entre los 50 y 170 m sobre el nivel del mar en ambos extremos del sector; mientras que el sector central lo ocupan las calizas plegadas del Cretácico cuyos acantilados tienen una entidad menor (inferiores a los 5 m) y habitualmente están recubiertos por eolianitas ascendentes cuaternarias. En Cala Mesquida se ubica un notable sistema dunar que se adosa a los flancos occidentales del Puig de s'Àguila y la Talaia de Son Jaumell. Quizás la característica más representativa sea la presencia de un lóbulo activo que alcanza dimensiones kilométricas en dirección sur hacia el interior de la cuenca. Recortando la linealidad de la costa, también destaca la presencia de varias playas encajadas (Cala Torta, Cala Mitjana, es Matzocs, sa Font Celada y Albarca) que se disponen en la desembocadura de cursos fluviales de planta meandriforme en unos casos, rectilínea en otros y cuya amplitud oscila de 80 a 110 m y su profundidad entre 20 y 80 m. Todas ellas tienen una pendiente acentuada, entre un 3% y un 4%. Finalmente, girando los altos acantilados de Cap Ferrutx (170 m) nos encontramos con un *piedmont* en el que abanicos aluviales y dunas cuaternarias (Gómez-Pujol, 1999; Rose *et al.*, 1999) ofrecen un litoral suave con acantilados de pocos metros de altura que acostumbran a finalizar su recorrido con plataformas litorales de entre 4 y 10 m de ancho en las que el micromodelado litoral (cubetas, pináculos, ...) alcanzan desarrollos notables.

### *La orla del Mioceno superior ("Marines")*

Los relieves tabulares post-orogénicos (Fig. 5), formados por las calizas y calcarenitas del Mioceno superior y por los niveles de calcarenitas del Plioceno, en su contacto con el mar presentan afloramientos de una gran continuidad tanto en el Llevant y Migjorn –este y sur– de Mallorca, así como también en las extremidades suroccidentales de la Serra de Tramuntana. Se trata de depósitos tabulares, formados por una sucesión de calcarenitas y calcisiltitas en la base, que evolucionan a calizas arrecifales masivas y calcarenitas (Pomar *et al.*, 1990), acabando con paquetes de calcarenitas y calizas oolíticas en el denominado *Complejo Terminal* messiniense (Fornós y Pomar, 1983). El conjunto de las *marines* suma 169,6 km de perímetro litoral, el 27,1% de la isla (Balaguer, 2005), por lo que a efectos de extensión, es la segunda unidad morfoestructural en importancia en cuanto a la configuración del litoral. De hecho, el 18,8% de la costa rocosa de Mallorca está labrada en el roquedo del Mioceno superior que incorpora, casi en su totalidad, esta unidad de relieve. El peso restante corresponderá a los materiales pliocenos y cuaternarios que, con frecuencia, se adosan a la plataforma estructural miocena. Algunas características básicas del conjunto son el predominio de los perfiles acantilados verticales o escalonados, cuando la sucesión de la serie del Mioceno superior apila materiales de diferente resistencia mecánica, y unas alturas comprendidas entre 3 y 15 m sobre el nivel del mar. El 34% de la costa rocosa de las marinas se ubica en este intervalo de altura, siguiéndole en importancia los perfiles entre 15 y 30 m con un peso relativo del 23%. No obstante, en determinadas localidades, el precipicio tallado en el roquedo del Mioceno superior atañe a fachadas de 60 a 120 m de altura sobre el nivel del mar.



Figura 5. La complejidad de los acantilados de la Marina de Llevant aumenta de norte a sur. Mientras que tanto en la Punta de n'Amer (a) como en los alrededores de s'Estany d'en Mas (b) el perfil de costa es bajo (1 a 6 m) y muy verticalizado, en el sector meridional, la combinación de los materiales y resistencia de los estratos de la *Unidad Arrecifal* y el *Complejo Terminal* resulta en perfiles más complejos. En la zona d'es Pontàs (c) puede apreciarse la importancia del modelado kárstico en el perímetro de la costa: colapsos, puentes, cuevas de abrasión, etc. A partir d'es Balç (d) la costa de la Marina de Llevant desciende hasta permanecer bajo las eolianitas plio-cuaternarias que lindan con el mar mediante un acantilado tipo *nip* en el Cap Salines.

Desde una perspectiva regional, la orla del Mioceno superior puede dividirse en tres sectores separados por las cuencas de Campos y Palma. La primera y más extensa coincide con buena parte de la fachada SE de la isla y recibe el nombre de Marina de Llevant. En conjunto, suma 103 km de costa que arrancan en la bahía de Son Servera –aflorando en la Punta de n'Amer y quedando separada de las Serres de Llevant por la playa de Cala Millor– y acaban en Cap Salines, la posición más meridional de la isla. Un rápido vistazo a las series estratigráficas y a la cartografía geológica pone de manifiesto que los materiales correspondientes a la *Unidad Arrecifal* del Mioceno superior afloran principalmente en el noreste del sector, mientras que las unidades correspondientes al *Complejo Terminal* lo hacen en el sureste del sector. El resultado es el predominio de costas de perfil vertical en el noreste de alturas variables –escasos 10 m de acantilado vertical en las cercanías de Portocristo, que ascienden hasta los 20 m en Cala Murada– y de perfiles escalonados con alturas variables de 10 a 30 m entre Porto Colom y es Màrmols. Ámbito a partir del cual la altura del acantilado disminuye progresivamente (Fig. 6) hasta quedar convertido en un costa baja, en *nip*, labrada en las eolianitas Plio-cuaternarias que se disponen sobre los materiales

miocenos; las mismas eolianitas de forma puntual, aparecen coronando algunos acantilados desde la Punta de n'Amer hasta es Màrmols. Básicamente se trata de un sector muy homogéneo, por lo que la costa rocosa tan sólo se diferencia por las dimensiones de la fachada del acantilado, y por una marcada linealidad de la costa a la que hay que sumar un gradiente muy suave de la plataforma. La isóbata de  $-50$  m raras veces se acerca a la costa más allá de 3 o 4 km. La naturaleza estructural distensiva de los acantilados ha sido puesta de manifiesto por el estudio de perfiles sísmicos y la correlación estratigráfica (Fornós *et al.*, 2005), datándose la formación del acantilado estructural entre 275 ka y 40 ka BP. Del mismo modo, el intenso programa de dataciones de espeleotemas freáticos de las cavidades litorales del Llevant de Mallorca (Vesica *et al.*, 2000 y Tuccimei *et al.*, 2006) permite detectar un leve basculamiento neotectónico que disminuye progresivamente la cota de las áreas meridionales, con una velocidad media de 0,02 mm/a desde 135 ka BP (Fornós *et al.*, 2002). La linealidad de este sector de costa solamente queda interrumpida por la incisión de barrancos cuya interacción con el modelado litoral y el kárstico resultan en el particular modelado de las calas. Estos entrantes litorales se relacionan con la inundación de antiguos valles fluviales en los que la fracturación y el karst juegan un papel importante (Rosselló, 1995 y 2005). En función de su posición a lo largo de la Marina de Llevant, las calas presentan un aspecto encajado, con importantes paredes verticalizadas en sus laterales (Port de Manacor, Cala Virgili, Estany d'en Mas, ...) en el norte, o bien se organizan en una planta más compleja, de formas más suaves y cotas menores (Mondragó, Portopetro y

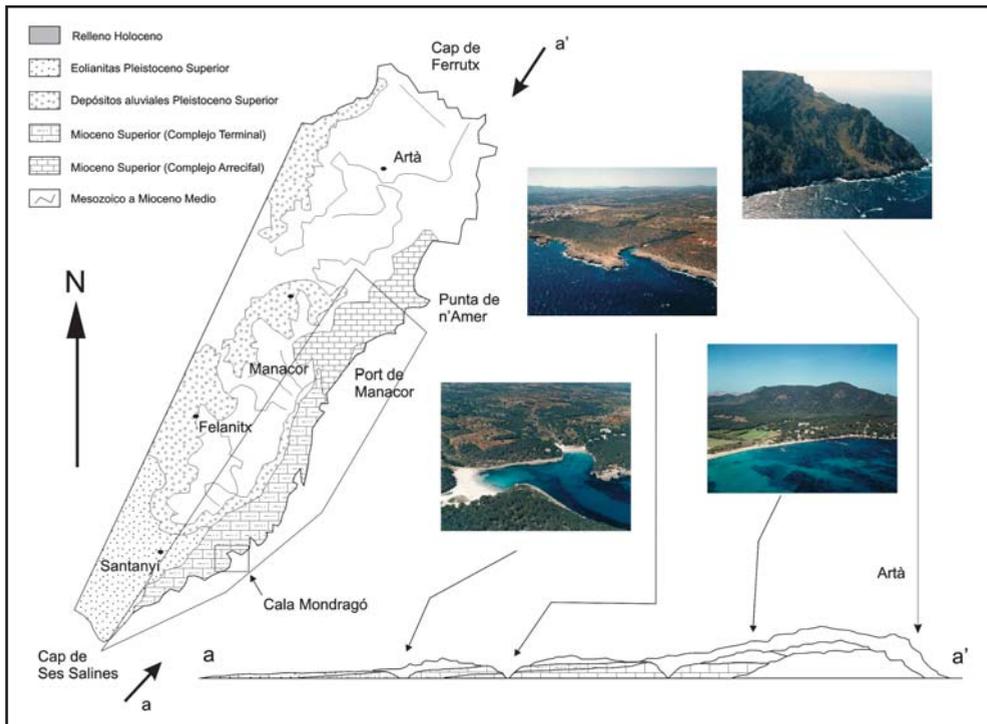


Figura 6. Croquis geológico y topográfico en el que se puede apreciar el basculamiento y la disposición de los materiales del *Complejo Terminal* y el *Unidad Arrecifal* a lo largo de la costa oriental de Mallorca.

Cala Llonga), ya hacia el sur (Rosselló, 1964). Es precisamente en el interior de las calas, donde se encuentran las playas de arenas bioclásticas que rompen con la monotonía de la costa rocosa. En muchas de ellas la playa desarrolla el papel de restinga cerrando pequeñas albuferas (Estany d'en Mas, Cala Magraner, Cala Murada, ses Fonts de n'Alis, s'Amarador) desarrolladas en el tramo final de los barrancos, típicamente de fondo plano por su relleno sedimentario post-glacial. Finalmente, uno de los elementos también característicos del perímetro litoral de la Marina de Llevant son los depósitos eólicos (s'Estret des Temps, es Balç, ses Piquetes...) que en forma de dunas de frente de acantilado, dunas ascendentes y rampas arenosas se adosaron al acantilado tallado en los materiales del Mioceno a partir del estadio isotópico OIS 3 (Clemmensen *et al.*, 1997 y 2001).

El segundo de los sectores de costa relacionados con los relieves tabulares post-orogénicos es la Marina de Migjorn comprende los 42 km que separan las bahías de Campos y Palma. Alcanza sus mayores cotas y verticalidad de sus perfiles en el sector del Cap Blanc-Escut des Barcelona, donde destacan los precipicios de más de 120 m de caída vertical (Fig. 7). A ambos lados del Cap Blanc las cotas van disminuyendo progresivamente hasta pasar a configuraciones de costa en escalón, o en *nip*, tanto en Son Verí, ya en la bahía de Palma, como en s'Estalella punto a partir del cual arrancan los primeros sistemas dunares holocenos de la cuenca de Campos (Cuerda y Sacarés, 1992). El acantilado tipo de la Marina de Migjorn se levanta entre 15 y 30 m y su perfil es vertical o ligeramente escalonado en su parte superior (es Bancals, Cala Pi) dada la disposición de mantos eólicos Pliocuaternarios sobre la plataforma miocena (Nielsen *et al.*, 2004). Cuando el perfil de costa adopta un trazo cóncavo los materiales implicados son eolianitas cuaternarias adosadas al antiguo acantilado (Cap Enderrocat, es Pas des Verro, Cap Roig...). La línea de costa, apenas experimenta cambios notables en su trazado, lo que denota el marcado control de la fracturación en la configuración del litoral. Servera y Rodríguez (1999), así como Zazo *et al.* (2003), ponen de manifiesto el papel de la neotectónica en la configuración del litoral de la Marina de Migjorn a partir de la posición altimétrica de depósitos de playa y el contexto geomorfológico. Es sintomático el caso del sector comprendido entre Vallgornera y s'Estalella en que a una leve inclinación hacia el E de la costa rebaja los estratos tabulares del Mioceno, a la par que una inclinación del mismo bloque hacia al N, levanta la costa y desconecta el sistema dunar de s'Estalella del área fuente de alimentación de sedimentos, dándose el único sistema dunar de Mallorca sin dunas transversales y sector de playa. En la Marina de Migjorn apenas pueden encontrarse un par de playas (Cala Mosques, Cala Beltran i Cala Pi) que coinciden con la típica configuración de cala encajada descrita para los sectores septentrionales de la Marina de Llevant y que acogen playas de poca extensión, unos 90 m de ancho por poco más de 40 m de fondo.

Finalmente, existen algunos enclaves correspondientes a los relieves tabulares post-orogénicos al pie de los estribos meridionales de la Serra de Tramuntana. Se trata de los cuerpos de materiales del Mioceno superior delimitados por la falla de Palma y el anticlinal de Santa Ponça (Silva *et al.*, 2005). No presentan diferencias notables en cuanto a la forma de los acantilados descritos para la Marina de Lluçmajor, aunque si cabe citar la importancia de los paquetes de materiales eólicos y aluviales cuaternarios que coronan o se adosan a los acantilados, hasta el punto de registrar precipicios de más de 120 m entre Rafaubetx y el Cap de Cala Figuera. Un conjunto de formas típicas de calas puede identificarse también en el sector (Cala Figuera, Portals, Cala Vinyes), así como otras playas de dimensiones notables (Magalluf, Son Maties o Cala Blanca) que ocupan los espacios delimitados por los escollos del roquedo mioceno, los estribos de la Serra de Tramuntana y los abanicos aluviales que descienden de ésta.



Figura 7. Los acantilados de la Marina de Migjorn registran sus máximas cotas en el Cap Blanc (a), un acantilado vertical de 120 m de caída libre labrado en los materiales del Mioceno superior. A ambos flancos del Cap Blanc el acantilado descende lentamente hasta formar costas en *nip* como la del sector comprendido entre Vallgornera y s'Estalella (d). En algunas ocasiones pueden apreciarse eolianitas cuaternarias adosadas a los acantilados tallados en el roquedo mioceno, dando un perfil cóncavo a la costa, Puig de Ros (b). Pocos son los entrantes que cortan la costa, tal vez el más notable sea Cala Pi (c) paradigma de cala estructural encajada.

### Las cuencas

Cuatro son las cuencas que dada la configuración en *horsts* y *grabens* de la isla de Mallorca entran en contacto con el mar (Fig. 8). Respecto del cómputo total del perímetro litoral de la isla, 125 km (19,9%) corresponden a las costas bajas en escalón o *nip* modeladas sobre eolianitas cuaternarias, o acantilados bajos recortados sobre materiales aluviales y/o coluviales, así como a los principales arenales de la isla que suman poco más de 40 km de la línea de costa. Son abundantes los trabajos que han caracterizado cada una de las cuencas y las subunidades que en ellas pueden separarse. Todas ellas se ajustan al modelo playa-restinga-albufera-sistema dunar y están franqueadas por coluviones o por eolianitas fósiles plio-cuaternarias. Sus dimensiones varían en función del espacio delimitado por las fallas normales y la proximidad de los relieves. El sedimento de las playas es arenoso. El calibre de grano varía desde arena gruesa a muy fina de forma inversamente proporcional a su contenido bioclástico (Jaume y Fornós, 1992). La composición del sedimento de playa es mayoritariamente bioclástica y aunque es difícil discernir entre los diferentes grupos –el

50% se corresponde a bioclastos indiferenciados dado el elevado grado de abrasión– el peso relativo de fragmentos de foraminíferos, seguidos de los bivalvos, suponen la fracción dominante en la composición del sedimento. El contenido en bioclastos oscila entre un 58 y un 98%, siendo el promedio de un 83%. La composición litológica está formada casi exclusivamente por fragmentos de rocas calcáreas procedentes de la erosión de los acantilados (Jaume y Fornós, 1992) y la contribución del material transportado por ramblas y torrentes es mínima y tan sólo atañe a las fracciones de limos y arcillas (Fornós y Ahr, 1997). Por tanto, el origen y procedencia de los sedimentos que componen el material detrítico de las playas de Mallorca se debe a la contribución de los esqueletos de la biota asociada a los ecosistemas de fanerógamas marinas (principalmente *Posidonia oceanica*) y en menor grado a otros ecosistemas marinos como los medios coralígenos o el *maërl* (Fornós y Ahr, 2006).

La mayor de las cuencas, con 40,8 km de línea de costa, es la de sa Pobra. En ella pueden separarse dos unidades a partir del anticlinal de Muro. Al norte se sitúa s'Albufera, alimentada por los torrentes de Sant Miquel y Muro y en la que pueden reconocerse varios estadios evolutivos y elementos paleogeográficos de antiguas posiciones de la línea de



Figura 8. Las grandes cuencas de la isla presentan un patrón similar en cuanto a su configuración, playa-restinga/sistema dunar-albufera. Del impacto de la actividad turística que modificó el paisaje en s'Arenal (a) en la bahía de Palma, o en es Comú y la Platja de Muro – Platja dels Francesos (b) en la bahía de Alcúdia tan sólo se han liberado es Trenc (c) en la bahía de Campos y parcialmente la Platja de Can Cullerassa – Albufereta de Pollença (d) en la bahía de Pollença.

costa (Goy *et al.*, 1997; Fornós, 1995). En su flanco meridional se ubica es Comú, un sistema dunar estabilizado en el que destacan formaciones de dunas parabólicas y un *foredune* con numerosos *blowouts* debidos a la importante presión antrópica de la zona (Servera, 1997). Mejor estado de salud disfruta el complejo del sistema dunar de Son Real y Son Serra de Marina, cuyas separaciones vienen marcadas por la neotectónica que dibuja un leve basculamiento de bloques y desarrollo de fallas normales (Gelabert *et al.*, 2001). Las formas parabólicas son características en este sector. Los afloramientos rocosos que aparecen a modo de escollos entre las playas o bien a modo de costa en *nip* suelen corresponder a afloramientos de eolianitas fósiles.

La cuenca de Palma, con sus 21 km de litoral, dispone de un sector de playa central (s'Arenal) que por el norte viene delimitado por un cuerpo de abanicos aluviales y un sistema dunar Plio-Cuaternario, y por el sur por los relieves de la Marina de Mígjorn. Una playa, de poco más de cuatro kilómetros, cerraba a modo de restinga la antigua albufera de 9 km<sup>2</sup> desecada entre 1815 y 1850 (Rosselló, 1959) de la que quedan algunos vestigios entre las urbanizaciones y hoteles que han arrasado el sistema dunar que la acompañaba (Cuerda, 1968; Muntaner, 1957). En la cuenca de Campos destaca el sistema dunar de sa Ràpita-es Trenc (Servera, 1998) que ocupa una superficie aproximada de 9 km<sup>2</sup>, la mitad de los cuales están actualmente ocupados por dunas holocenas. No puede hablarse de un sistema de restinga-albufera estricto, aunque puede encontrarse el cenagal de es Salobrar y otras ciénagas que se explotan como salinas desde la colonización romana (Butzer, 1962). Finalmente, la cuenca de Pollença, con sus escasos 27 km de costa, se caracteriza por una playa estrecha de arena y gravas, que en su extremo oriental se ensancha coincidiendo con la localización de la Albufereta de Pollença. Tiene una longitud máxima de 2.500 m y una amplitud de 900 m (Pacheco *et al.*, 1996). El cordón dunar, escasamente desarrollado, ha sido desmantelado en parte por la edificación de apartamentos y complejos hoteleros.

### Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al proyecto de investigación CGL2006-11242-C3-01/BTE de la DGI del Ministerio de Educación y Ciencia - FEDER. Es necesario expresar nuestro agradecimiento al Ministerio de Medio Ambiente, Servicio de Costas por la cesión de fotografías oblicuas del litoral de Mallorca.

### BIBLIOGRAFÍA

- Álvaro, M. (1987). La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Bol. Geol. y Min.*, 93: 34-41.
- Balaguer, P. (2005). *Tipus i evolució de les costes rocoses de Mallorca*. Tesis Doctoral inédita. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Palma. 373 pp.
- Balaguer, P., Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, L. (2002). Retroceso de los acantilados del Mioceno Superior en la costa del sureste de Mallorca: los casos de Estret des Temps y S'Alavern. In Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J.C., Morales, C.G. y Ortega, M.T. (eds). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial*: 341-350. SEG, Universidad de Valladolid. Valladolid.
- Barceló, B. (1965). Realidad y mito de la Albufera de Sa Pobla. *Bol. Cám. Com. Ind. y Nav. Palma de Mallorca*, 648: 189-197.
- Basterretxea, G., Orfila, A., Jordi, A., Casas, B., Lynett, P., Duarte, C.M. y Tintoré, J. (2004). Seasonal dynamics of a microtidal pocket beach with *Posidonia oceanica* seabeds (Mallorca, Spain). *Journal of Coastal Research*, 20: 133-142.

- Benedicto, A., Ramos, E., Casas, A., Sàbat, E. y Barón, A. (1993). Evolución tectonosedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 167-176.
- Bolòs, O. (1996). *La vegetació de les Illes Balears. Comunitats de plantes*. Institut d'Estudis Catalans. Barcelona. 267 pp.
- Butzer, K.W. (1962). Coastal geomorphology of Majorca. *Annals of the Association of American Geographers*, 52: 191- 212.
- Cañellas, B., Orfila, A., Méndez, J.J., Menéndez, M., Gómez-Pujol, J. y Tintoré, J. (2007). Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels around the Balearic sea (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, SI50: 1-5.
- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J., y Rodríguez-Perea, A. (1997). Morphology and architecture of a late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean. *Terra Nova*, 9: 251-254.
- Clemmensen, L.B., Lisborg, T., Fornós, J.J. y Bromley, R.G. (2001). Cliff-front aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean: a record of climatic and environmental change during the last glacial period. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 48: 217-232.
- Cuerda, J. (1968). Nuevos yacimientos cuaternarios marinos en el término de Palma de Mallorca y su paleografía. *Bol. Soc. Hist. Nat. de Baleares*, 14: 145-171.
- Cuerda, J. y Sacarés, J. (1992). *El Cuaternari al Migjorn de Mallorca*. Govern de les Illes Balears. Palma. 130 pp.
- Fontboté, J.M., Guimerá, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P. y Fernández-Ortigosa, F. (1990). The Cenozoic evolution of Valencia trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3: 249-259.
- Fornós, J.J. (1995). Enquadrament geològic, evolució estructural i sedimentologia de s'Albufera de Mallorca. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 4: 47-58.
- Fornós, J.J. y Ahr, W.M. (1997). Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic platform, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 364-373.
- Fornós, J.J. y Ahr, W.M. (2006). Present-day temperate carbonate sedimentation on the Balearic platform, western Mediterranean: compositional and textural variation along a low-energy isolated ramp. In Pedley, H.M. y Carannante, F. (eds). *Cool-water Carbonates: Depositional Systems and Paleoenvironmental Controls*: 71-84. Geological Society of London, London.
- Fornós, J.J., Balaguer, P., Gelabert, B. y Gómez-Pujol, L. (2005). Pleistocene formation, evolution, retreat rates and processes in carbonate coastal cliff (Mallorca Is., Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research. Special Issue.*, 49: 15-21.
- Fornós, J.J. y Gelabert, B. (1995). Litología i tectònica del carst de Mallorca. *Endins, 201 Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 3: 27-44.
- Fornós, J.J., Gelabert, B., Ginés, A., Ginés, J., Tuccimei, P. y Vesica, P. (2002). Phreatic overgrowths on speleothems: a useful tool in structural geology in littoral karstic landscapes. The example of eastern Mallorca (Balearic Islands). *Geodinamica Acta*, 15: 113-125.
- Fornós, J.J. y Pomar, L. (1983). El Mioceno Superior de Mallorca: Unidad Calizas de Santanyí (Complejo Terminal). In: *El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca.
- Gelabert, B. (1998). *La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca*. Instituto Tecnológico Geominero de España. Colección Memorias. Madrid. 129 pp.
- Gelabert, B., Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, L. (2003). Geomorphological characteristics and slope processes associated with different basins: Mallorca (Western Mediterranean). *Geomorphology*, 52: 253-267.
- Gelabert, B., Sàbat, F. y Rodríguez-Perea, A. (1992). A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203: 167-183.
- Ginés, A. (1993). Apuntes históricos sobre las Coves d'Artà (Capdepera, Mallorca). *Boletín del Museo Andaluz de Espeleología*, 7: 21-27.
- Ginés, J. (2000). *El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Tesis doctoral inédita. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Palma. 595 pp.
- Gómez-Pujol, L. (1999). Sedimentologia i evolució geomorfològica quaternària del ventall al·luvial des Caló (Betlem, Artà, Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 42: 107-124.
- Gómez-Pujol, L., Cruslock, E., Fornós, J.J. y Swantesson, J.O.H. (2006). Unravelling factors that control shore platforms and cliffs in microtidal coasts: the case of Mallorcan, Catalanian and Swedish coasts. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Vol.* 144: 117-135.

- Gómez-Pujol, L. y Fornós, J.J. (2001). Les microformes de meteorització del litoral calcari de Mallorca: aproximació a la seva sistematització. *Endins*, 24: 169-185.
- Goy, J.L., Zazo, C. y Cuerda, J. (1997). Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (Islas Baleares) durante el último y presente interglacial: nivel del mar Holoceno y clima. *Boletín Geológico y Minero*, 10: 455-463.
- Gràcia, F., Clamor, B., Landretch, R., Vicens, D. y Watkinson, P. (2001). Evidències geomorfològiques dels canvis del nivell marí. In Pons, G.X. & Guijarro, J.A. (eds.). *El canvi climàtic: passat, present i futur*. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 9: 91-119.
- Guijarro, A. (1986). *Contribución a la bioclimatología de Baleares*. Tesis Doctoral. Departament de Biologia. Universitat de les Illes Balears. 235 pp.
- Jaume, C. y Fornós, J.J. (1992). Composició i textura dels sediments de platja del litoral mallorquí. *Bolletí Societat d'Història Natural de Balears*, 35: 93-110.
- Mateos, R.M. (1998). Diversos aspectes geotècnics de la Serra de Tramuntana de Mallorca: riscos geològics associats. In Fornós, J.J. (ed.). *Aspectes Geològics de les Illes Balears*: 435-456. Universitat de les Illes Balears. Palma.
- Mateos, R.M. (2000). *Movimientos de ladera en la Serra de Tramuntana (Mallorca). Caracterización geomecánica y análisis de peligrosidad*. Tesis doctoral inédita. Universidad Complutense de Madrid. 299 pp.
- Muntaner, A. (1957). Las formaciones cuaternarias de la bahía de Palma (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. de Baleares*, 3: 77-118.
- Nielsen, K.A., Clemmensen, L.B. y Fornós, J.J. (2004). Middle Pleistocene magnetostratigraphy and susceptibility stratigraphy: data from a carbonate aeolian system, Mallorca, Western Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 23: 1733-1756.
- Pacheco, P., Pons, G.X., Sintès, E. y Fornós, J.J. (1996). Geomorphology and biosedimentological characterization of a lagoon system in a microtidal western Mediterranean embayment (Albufereta de Pollença, Balearic Islands). *Z. Geomorph. N.F.*, 40: 117-130.
- Pomar, L. (1991). Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, Upper Miocene ref. Complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology*, 38: 243-269.
- Pomar, L., Rodríguez-Perea, A., Sàbat, F. y Fornós, J.J. (1990). Neogene stratigraphy of Mallorca Island. *Paleontologia i Evolució*, 2: 271-320.
- Rodríguez-Perea, A. (1998). Ventall al·luvial i sistemes dunars a Betlem (Artà, Mallorca). In Fornós, J.J. (ed.). *Aspectes geològics de les Balears*: 169-180. Universitat de les Illes Balears. Palma.
- Rodríguez-Perea, A. y Pomar, L. (1983). El Mioceno de la Sierra Norte de Mallorca (Sector occidental). *Acta Geológica Hispánica*, 18: 105-106.
- Rose, J., Meng, X. y Watson, C. (1999). Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 156: 435-448.
- Rosselló, V.M. (1959). El Prat de Sant Jordi y su desecación. *Boletín de la Cámara de Comercio, Industria y Navegación. Palma de Mallorca*, 622: 8-18.
- Rosselló, V.M. (1964). *Mallorca, el sur y sureste*. Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación de Palma de Mallorca. Palma.
- Rosselló, V.M. (1995). Les cales, un fet geomòrfic epònim de Mallorca. *Bolletí Societat d'Història Natural de Balears*, 38: 167-180.
- Rosselló, V.M. (2005). Cala, una mesoforma litoral: concepte, models i aproximació morfomètrica. *Cuadernos de Geografía*, 77: 1-18.
- Rosselló, V.M. (2006). Les Illes redescobertes: Mallorca, Menorca, Eivissa i Formentera. Publicacions de l'Abadia de Montserrat. Barcelona, 158 pp.
- Sàbat, F. (1986). *Estructura geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears)*, Tesis doctoral inédita. Universidad de Barcelona. 120 pp.
- Servera, J. (1997). *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesis doctoral inédita. Universitat de les Illes Balears. 904 pp.
- Servera, J. (1998). Els sistemes dunars litorals holocènics: les dunes de sa Ràpita-Es Trenc (Mallorca). In Fornós, J.J. (ed.). *Aspectes geològics de les Balears*: 169-180. Universitat de les Illes Balears. Palma.
- Servera, J., Martín, J.A., Rosselló, J. y Rodríguez-Perea, A. (1994). Análisis de la regeneración de playas por medio de trampas barrera en cal Agulla (Mallorca). In Arnáez, J., García-Ruix, J.M. y Gómez, A. (eds). *Geomorfología en España*: 403-411. Sociedad Española de Geomorfología. Logroño.

- Servera, J. y Rodríguez-Perea, A. (1999). Geomorfología costanera de s'Estalella. *L'entorn de Lluçmajor: estudis i comentaris*, 1: 9-30.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Jiménez, J., Fornós, J.J., Cabero, A., Bajardí, T., Mateos, R., González-Hernández, f.M., Hillaire-Marcel, C. y Bassam, G. (2005). *Mallorca island: geomorphological evolution and neotectonics*. In Sixth International Conference on Geomorphology, Zaragoza 2005, Field Trip Guide. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza. 38 pp.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, M.C., Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J. y Taddeucci, A. (2006). Last interglacial sea level changes in Mallorca island (Western Mediterranean). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. *Z. Geomorph. N.F.*, 50: 1-21.
- Vesica, P.L., Tuccimei, P., Turi, B., Fornós, J.J., Ginés, A. y Ginés, J. (2000). Late Pleistocene paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. *Quaternary Science Reviews*, 19: 865-879.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bajardí, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-delgado, J.A. y Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194: 103-133.



# 1.3

## LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA DE LAS BALEARES

---

Jaume SERVERA, Antonio RODRÍGUEZ-PEREA y José A. MARTÍN-PRIETO

*Dept. Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.*

### INTRODUCCIÓN

Los sistemas dunares litorales son espacios de acumulación de sedimento arenoso que se desarrollan tierra adentro de la mayoría de playas de las islas Baleares. De hecho deben considerarse como parte de un sistema más complejo, sistema playa-duna, que abarca dos ámbitos diferenciados: un ámbito sumergido, controlado por la hidrodinámica marina, y otro subaéreo cuyo agente de modelado principal es la dinámica eólica. Las dunas litorales constituyen un paisaje ondulado que se extiende desde la playa tierra adentro de forma organizada, y que está formado por unidades individuales de relieve positivo a las que llamamos dunas. A pesar de que los sistemas dunares pueden analizarse morfológica y dinámicamente de forma independiente, su existencia, su estructura y su equilibrio no puede desligarse de la playa, incluyendo la playa sumergida, ni tampoco del contexto medioambiental en que se formaron y han ido evolucionando.

El estudio de los sistemas dunares litorales ha sufrido una importante evolución en los últimos años. Desde las descripciones sistemáticas de Carter (1988) y Carter *et al.* (1992) o los criterios de gestión de Meulen *et al.* (1989), Carter *et al.* (1992), Sherman y Nordstrom (1994) o Clark (1996), se ha pasado a la discusión de sus valores como ecosistemas (Martínez y Psuty, 2004). De todas formas, su formación y su dinámica presentan todavía puntos por resolver, especialmente a escalas temporales intermedias (Sherman y Bauer, 1993). Son varios los modelos conceptuales existentes y aunque es necesaria su revisión (Hesp, 1988, 2002; Pye, 1990; Psuty, 1988, 2004; Arens y Wierma, 1994), el modelo de Psuty (2004), presenta gran interés por cuanto correlaciona el balance sedimentario de la playa y las dunas analizando su interrelación.

Los sistemas playa-duna de las Baleares han sido estudiados predominantemente a través de sus depósitos relictos. De hecho, la isla de Mallorca es un área de referencia en el Mediterráneo occidental en cuanto a los depósitos cuaternarios litorales (Butzer y Cuerda, 1962; Butzer, 1975; Cuerda, 1975; Hillaire-Marcel *et al.*, 1996; Rose *et al.*, 1999). No obstante, los trabajos geomorfológicos de los sistemas actuales se inician con Rosselló (1969), en el sur de Mallorca y continúan con Muntaner y Jaime (1980) en la zona norte de la misma isla y con Rita *et al.* (1988 y 1991) en Menorca. En la última década aumenta el número de trabajos que estudian sistemas dunares concretos (Corbí, 1990; Rodríguez-Perea *et al.*, 1990; Rita *et al.*, 1991; Servera y Grimalt, 1994; Servera, 1998 a y b; Gelabert *et al.*, 2002; Ser-

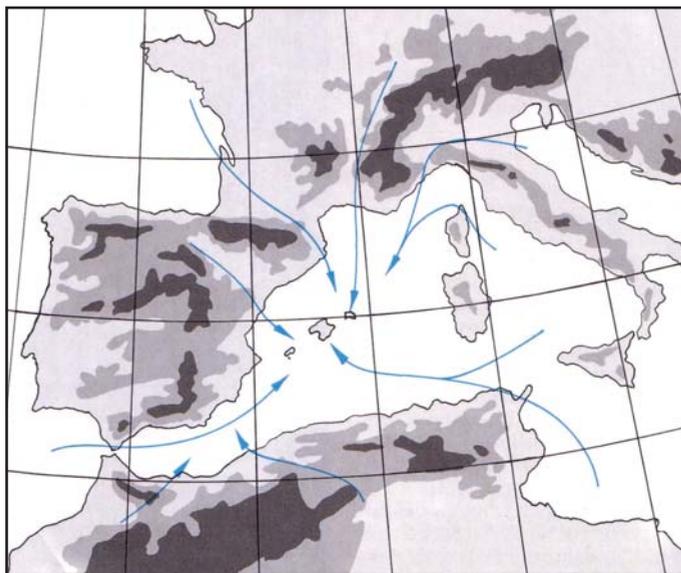


Figura 1.

Principales direcciones de llegada de viento a las Baleares (Jansà, 1979).

vera, 2003 a y b), que analizan los sistemas dunares de las Baleares en su conjunto (Servera 1997), o que analizan su dinámica (Servera *et al.*, 1994 a; Servera y Martín, 1996; Servera y Rodríguez-Perea, 1996; Martín y Rodríguez-Perea, 1996). Finalmente han sido también numerosos los análisis sobre la gestión ambiental de los sistemas playa-duna (Servera *et al.*, 1994 a; Rodríguez-Perea *et al.*, 2000; Roig, 2003 a y b; Roig *et al.*, 2004, 2005, 2006 a y b). Es necesario resaltar la importancia de tales trabajos en un sistema económico que, como el balear, gravita sobre estos frágiles espacios.

## RÉGIMEN EÓLICO

Las costas de las islas Baleares están abiertas a los cuatro puntos cardinales y al igual sucede con los regímenes de viento dominantes (Fig. 1). En invierno y al final del otoño e inicio de la primavera predominan los vientos de componente N, seguidos de los ponientes. En cambio, en verano predominan los levantes y NE.

De todas maneras, cada isla presenta algunas diferencias: en Eivissa y Formentera, más resguardadas, los vientos de componente norte no tienen igual importancia que en las otras islas, en la estación fría predominan los ponientes y en la cálida los levantes. En Mallorca, en ausencia de brisas costeras, los vientos dominantes son el NE y el SW, es decir, vientos paralelos a la sierra de Tramuntana, relieve dominante que transcurre de NE a SW a poniente de la isla, con relieves superiores a los mil metros. No obstante, el norte y levante de Mallorca sí son alcanzados de lleno por la tramontana, con ráfagas que superan los 180 km/h. Con régimen de brisas costeras, Mallorca, única isla en que adquieren una cierta entidad, presenta vientos perpendiculares a la costa que llegan a alcanzar entre 7 y 8 m/s durante las horas de más calor. En Menorca, se registran los vientos más fuertes del archipiélago con predominio de componente norte, seguidos de los provenientes del SW, el NE y el W. Dos de cada tres días el viento supera los 8 m/s.



Figura 2. Localización de los principales sistemas playa-duna de las Baleares.

### LOCALIZACIÓN DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA

Los sistemas playa-duna de las Baleares se localizan en los entrantes principales de la costa (Fig. 2) y presentan una buena correlación entre su superficie y su grado de obertura al mar. Buena parte se encuentran en zonas deprimidas, sobre una barra litoral que aísla una zona húmeda o albufera. Normalmente se localizan sobre o en relación con sistemas pleistocenos relictos y/o fosilizados y litificados. Los sistemas mayores se encuentran en Mallorca y en Formentera y los más numerosos se localizan en Menorca.

En Formentera, incluyendo el islote de s’Espalmador, encontramos cuatro sistemas (Fig. 3) cuyas dimensiones oscilan entre 24 y 515 ha, mientras que en Eivissa se localizan tan solo dos y de pequeñas dimensiones (37 y 27 ha). En Mallorca se sitúan ocho sistemas entre los que se encuentran los de mayor extensión del archipiélago; así, sa Ràpita-es Trenc, al Sur de Mallorca, alcanza 441 ha, mientras el sistema de la bahía de Alcúdia supera las 1.400 ha. En Menorca se emplazan 14 sistemas con extensiones entre 4 y 106 ha. En total, y de acuerdo con Servera (1997), Baleares presenta un total de 28 sistemas playa-duna con una extensión promedio de 127 ha por sistema y una extensión total de 3.558 ha. Hay que señalar no obstante, que algunos de los sistemas dunares más importantes, como el de la bahía de Palma, han sido absolutamente arrasados por la ocupación turística del litoral.

	nº	Ha
Formentera	4	680
Eivissa	2	64
Mallorca	8	2.398
Menorca	14	416
Illes Balears	28	3.558

Figura 3. Número y extensión de los principales sistemas playa-duna de las Baleares, según Servera (1997).

## ORGANIZACIÓN DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA DE LAS BALEARES

Ya hemos señalado que la práctica totalidad de las zonas dunares de las Baleares se encuentran en relación con las playas, formando sistemas playa-duna. Tan sólo un sistema, el de s'Estalella, ha perdido la playa que lo alimentaba y sus depósitos se encuentran en proceso de erosión. En todos los demás, encontramos una playa sumergida que hacia tierra evoluciona a la playa subaérea y al primer cordón dunar.

### *El origen del sedimento*

Nos interesa ahora, antes de describir la organización dunar, fijarnos en las características de la playa, e incluso en las zonas más profundas, el *nearshore* y el *offshore*, ya que en ellas encontraremos explicación a algunas de las particularidades diferenciales del litoral balear. La inexistencia de cauces fluviales permanentes es una de las características de las islas que influye decisivamente en la sedimentación costera balear. Los torrentes aportan sedimento a la costa sólo esporádicamente y lo hacen con volúmenes muy modestos, por lo que los sedimentos litorales son mayoritariamente bioclásticos (87% en promedio para Mallorca, según Jaume y Fornós, 1992). Su origen ha de buscarse en los fragmentos de los organismos que colonizan la playa sumergida y el *nearshore*. De hecho, y sin ninguna duda, el elemento más significativo del litoral balear son las praderas de fanerógamas marinas, *Posidonia oceanica*, que rodean las islas desde pocos metros de profundidad hasta batimetrías cercanas a los 50 metros (Figs. 4 y 5).

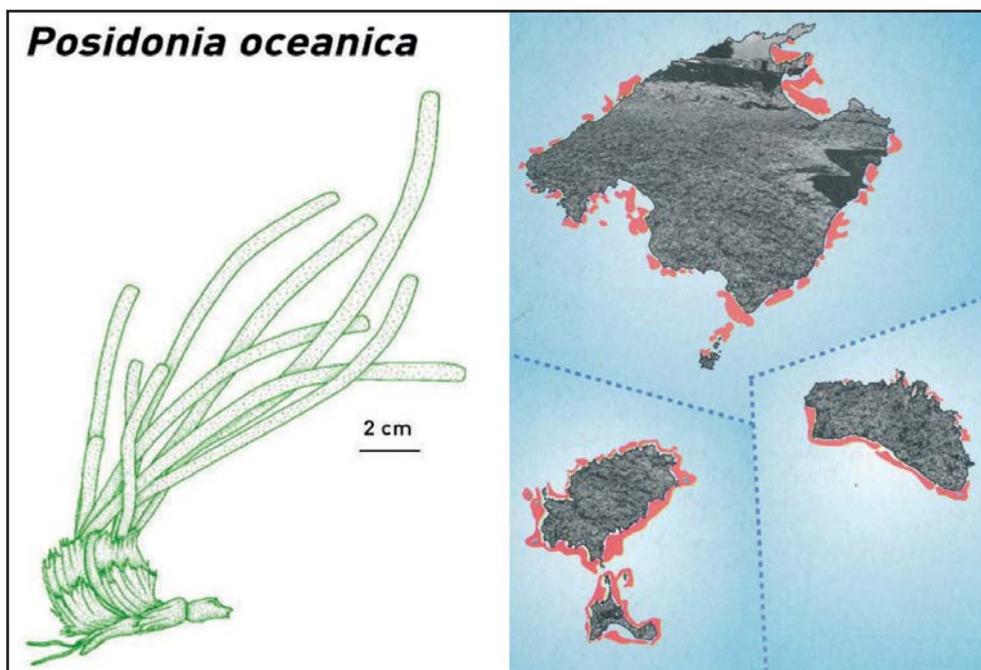


Figura 4. Hojas, rizoma y raíces de *Posidonia oceanica* y mapa de la distribución de las principales praderas de *Posidonia oceanica* alrededor de las Baleares.

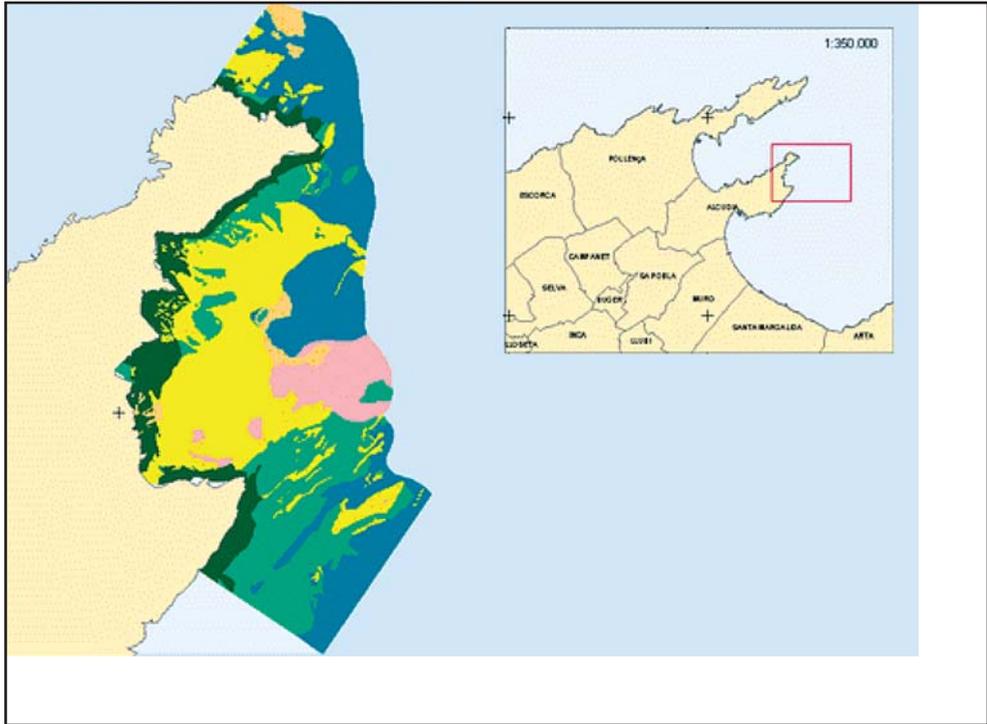


Figura 5. Cartografía de las comunidades vegetales en el litoral del Cap Pinar, en el norte de Mallorca, según el Proyecto Life Posidonia. Dirección General de Biodiversidad del Govern de les Illes Balears (2006).

Tal ecosistema representa, teniendo en cuenta su extensión de más de 2.000 km<sup>2</sup> (Mas *et al.*, 1993), casi la mitad de la superficie emergida de las islas Baleares, y su producción de bioclastos (100 g/m<sup>2</sup>/año según Canals y Ballesteros, 1997) genera un volumen de sedimentos de 200 mil toneladas por año. Naturalmente, la mayor parte de este sedimento se almacena en la plataforma o se transporta a través de mecanismos tipo *spill-over* hacia el talud o hacia zonas más profundas, pero otra parte, decisiva para el balance sedimentario del sistema playa-duna, es transportada por el oleaje hasta la costa. Así pues, la escasa presencia de litoclastos y el dominio de los bioclastos en las playas baleares se explica por la gran extensión que ocupan las praderas de *P. oceanica*, pero tal influencia en la composición del sedimento no es la única función que, desde un punto de vista geomorfológico, ejercen tales ecosistemas.

En efecto, las matas –entramado de raíces y sedimento que puede alcanzar varios metros de potencia– y las hojas de la *Posidonia* constituyen un relieve positivo de orden métrico sobre los fondos litorales. Este relieve aumenta, además, la rugosidad del fondo con lo que constituye un freno efectivo del oleaje que amortigua su acción sobre la playa hasta un 40 % según Jeudy de Grissac (1984) y Gacia y Duarte (2001). Pero, aún hay más, las plantas de *P. oceanica* son caducifolias y pierden sus hojas al final del verano. Sobre dichas hojas se han ido asentando a lo largo del año numerosos organismos epifitos, muchos de ellos con partes duras. De esta forma, las hojas cargadas de organismos se desprenden de las plantas y, con una densidad ligeramente superior al agua marina, se transportan hacia

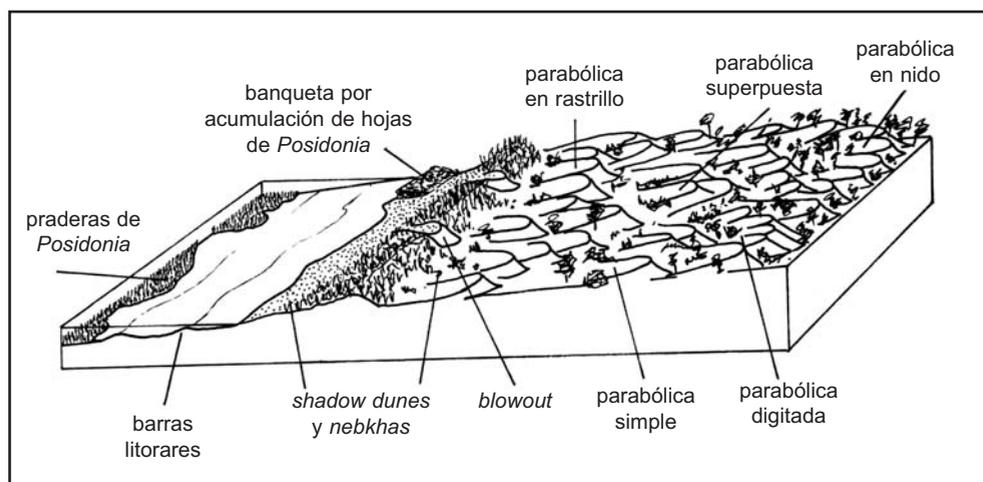


Figura 6. Estructura de los sistemas playa-duna de las Baleares.

la playa donde se depositan en forma de bermas vegetales o banquetas (Boudouresque *et al.*, 1984). Estas banquetas constituyen, no sólo una importante aportación de sedimento a la playa, sino que además representan una extraordinaria protección frente a los temporales (Servera *et al.*, 1994 b).

### Las playas

Además del carácter bioclástico de sus sedimentos y de la presencia de bermas vegetales, las playas de las Baleares presentan otros elementos comunes que las definen: la ausencia de mareas y su disposición aislada (*natural pocket beaches*) son posiblemente las más destacadas. En efecto, el régimen de mareas en las Baleares, como en el resto del Mediterráneo occidental es muy escaso, de hecho, las oscilaciones debidas a cambios barométricos superan el rango mareal. Así, la zona del *foreshore* puede considerarse inexistente o definida tan sólo por el oleaje. Por otra parte, el balance sedimentario de cada una de las playas se circunscribe a ella misma y puede considerarse que no hay intercambio sedimentario entre unidades vecinas. En este sentido pueden considerarse como aisladas, con la excepción de las demasiado frecuentes “regeneraciones artificiales” que tuvieron lugar a finales del siglo pasado (1.840.000 m<sup>3</sup>, según estimaciones de Balaguer, 2005).

Muchas de las playas, especialmente las de mayores dimensiones, han de considerarse de carácter disipativo, con extensiones importantes de sedimento en la playa sumergida. Las más pequeñas suelen desarrollarse en el fondo de calas o situarse en las costas más expuestas, en general abiertas hacia tramontana. La amplitud y superficie de la playa subaérea está relacionada negativamente con su frecuentación, así, las playas más visitadas soportan una presión turística muy intensa a lo que se ha de añadir la ausencia de gestión y de cualquier tipo de criterio geomorfológico, salvo las excepciones menorquinas. La supuesta necesidad de limpieza representa una fuerte agresión de maquinaria pesada que retira la protección de los restos de *P. oceanica*, destruye las *foredunes* y compacta el sedimento fragilizando las playas y debilitando su capacidad de regeneración (Roig, 2002).

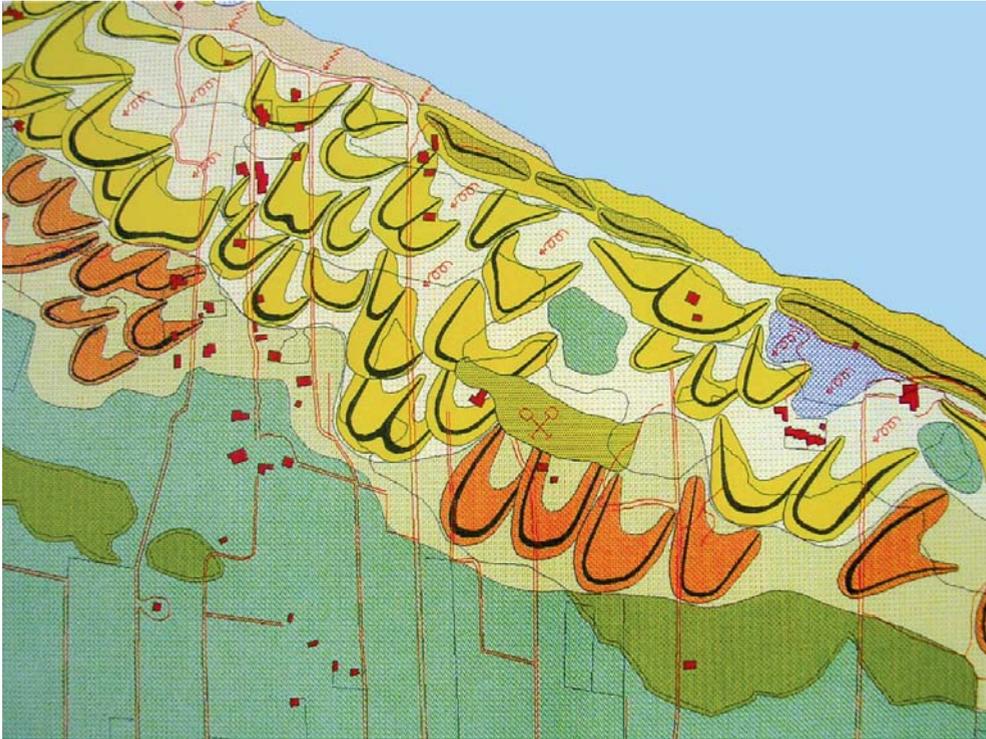


Figura 7. Mapa geomorfológico de un sector representativo del sistema playa-duna de la bahía de Alcudia.

Consecuencia de estos procesos degradativos, en la parte alta de la playa se encuentran formas dunares embrionarias junto a eco-dunas (Carter *et al.*, 1990) que durante la temporada baja, de poca frecuentación de la playa, intentan recuperar las cicatrices erosivas producidas durante los periodos de máxima afluencia turística.

#### *Las foredunes*

Las primeras acumulaciones dunares se producen gracias a la interferencia eólica de vegetación psamófila, mayoritariamente *Ammophila arenaria*, y consisten en cordones más o menos continuos de *foredunes* (Fig. 7). Dicha continuidad es muy elevada en las playas menos antropizadas y se encuentra seccionada por numerosos *blowouts* en las más frecuentadas. El estado de preservación de tales cordones (Hesp, 1988) se correlaciona de forma muy clara con el estado global del sistema playa-duna, de forma que puede utilizarse dicho estado como indicador de la calidad de la gestión que se realiza y de su evolución (Roig *et al.*, 2006 a). Las formas dunares más comunes són *nebkhas*, *shadow dunes* y, en las zonas con taludes erosivos (antrópicos o no), *eco-dunes*. Estas morfologías efímeras se acumulan sobre cordones transversales más o menos continuos, frecuentemente vegetados por *Ammophila*. Las dimensiones de tales cordones dependen de la fuerza del viento y su continuidad lateral se ve interrumpida por canales de deflación (*blowouts*) de origen mayoritariamente antrópico.

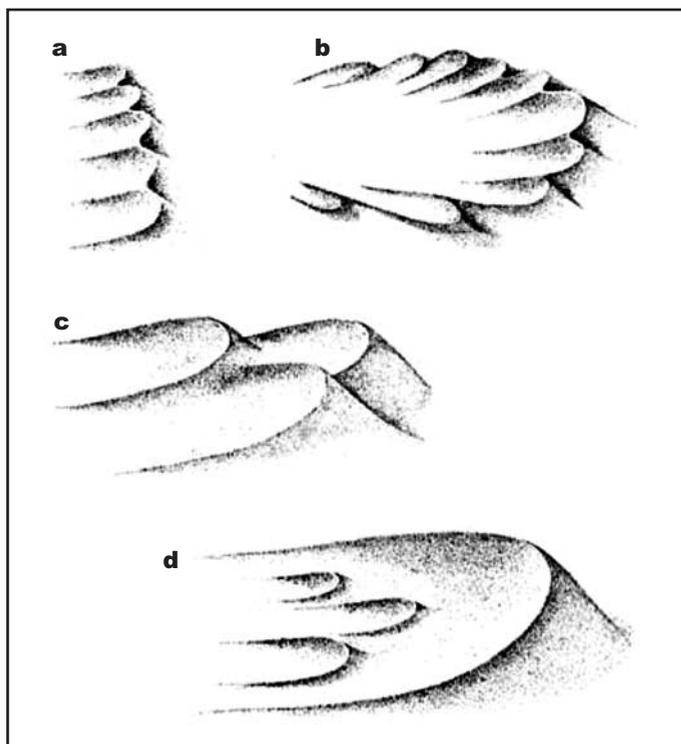


Figura 8.

Tipos de parabólicas compuestas. a: en rastrillo (*en échelon*). b: digitada (*digitated*). c: superpuestas (*superimposed*). d: en nido (*nested*).

### *Las dunas móviles o semiestabilizadas*

Tras los cordones transversales se suele desarrollar una depresión o sistema interdunar que da lugar, tierra adentro, a las primeras dunas móviles. Presentan morfologías parabólicas (Fig. 6), mejor o peor definidas, en general de carácter simple y con abundante cobertura vegetal, especialmente en sus flancos. Se disponen en grupos a modo de oleadas, que avanzan hacia sotavento a la vez que van siendo fijadas por la presencia cada vez mayor de cobertura vegetal (Fig. 7). Así, y de modo general, puede decirse que las más próximas a la playa son las más móviles y las de menor edad. No obstante, la presencia de procesos erosivos en la playa y en las *foredunes* se traduce en una progresiva desestabilización hacia el interior del sistema playa-duna, que complica la regla general antes señalada.

De todas maneras, en la mayoría de sistemas puede diferenciarse esta zona de dunas móviles o semiestabilizadas de la zona de dunas estabilizadas tanto por su disposición geográfica, en las zonas más internas del sistema, como por la movilidad del sedimento o por la energía de sus formas.

La parte más externa de esta zona de dunas móviles o semiestabilizadas está formada por grupos de dunas parabólicas simples, más o menos cubiertas por vegetación arbustiva, y que se organizan de forma paralela a la línea de costa. Entre ellas se encuentran zonas sin vegetación donde se observan tanto canales de deflación, como frentes dunares. Cuando nos encontramos dunas compuestas (Fig. 8) éstas son del tipo en rastrillo (*en-échelon*), aunque también se encuentran algunas superpuestas (*superimposed*). Su dinámica está



Figura 9. Estructura y diferenciación entre las zonas de dunas móviles o semimóviles (en amarillo) y las estilizadas (en marrón) en Son Serra de Marina (N de Mallorca).

gobernada por la interacción entre la dinámica sedimentaria y las discontinuidades en la cobertura vegetal. No obstante, los procesos erosivos sobre el primer cordón de *foredunes*, especialmente cuando son antrópicos, se traducen, a veces amplificándose, en la reactivación de los procesos eólicos de la zona de dunas móviles. Se producen cubetas y canales de deflación que a partir de los *blowouts* se resuelven en frentes dunares activos en las partes más internas. Cuando la erosión del cordón transversal de *foredunes* es de gran tamaño, las dunas móviles parabólicas quedan desprotegidas y se destruyen, su forma se desdibuja y tan sólo encontramos montículos sin forma definida, más o menos elípticos, conocidos como *hummocks*. Si la destrucción del frente de playa continua, la deflación es mayor y solamente encontramos una superficie llana con pequeñas morfologías del tipo *shadow dunes* y *nebkhas*. En ambos casos las dunas parabólicas, que antes del proceso erosivo de las *foredunes* se encontraban detrás de ellas, se degradan y se van desplazando hacia el interior del sistema. Tal desplazamiento es tanto mayor cuanto más intensa y permanente es la erosión del primer cordón dunar.

En realidad, la disposición y la dinámica de las dunas móviles o semiestabilizadas, no es homogénea ni lineal, sino que responde a variaciones topográficas (Fig. 10) y a pulsaciones climáticas pasadas que dinamizan o ralentizan su movimiento. Así, en la cartografía detallada de los sistemas dunares de las Baleares pueden identificarse conjuntos de dunas que responden a una pulsación más o menos intensa o localizada.

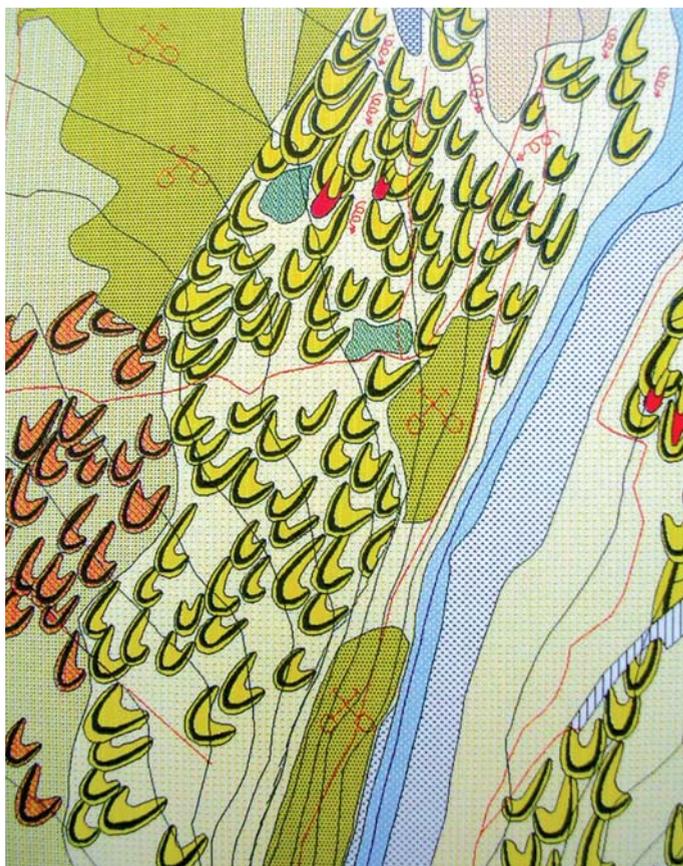


Figura 10.

Disposición de las dunas móviles en la desembocadura del Torrent de na Borges (bahía de Alcúdia).

### Las dunas estabilizadas

En las partes más internas de los sistemas playa-duna se localizan formas dunares parabólicas con una dinámica muy ralentizada (Fig. 9). Se trata de formas muy suavizadas con caras de barlovento (*stoss*) y sotavento (*lee*) más uniformes y con menos pendiente que las dunas móviles. La cobertura vegetal, arbórea y arbustiva, es total y los aportes sedimentarios se producen tan sólo por sedimento en suspensión (*grainfall*) en ocasión de eventos eólicos extremos. Las formas parabólicas compuestas son abundantes: en nido (*nested*), digitadas (*digitated*) y superpuestas (*overimposed*). Frecuentemente el lóbulo frontal de las parábolas se presenta erosionado y los brazos aparecen separados pudiendo, en estos casos, ser confundidos dichos brazos con formas longitudinales. El origen de tal erosión hay que buscarlo en los vientos que, canalizados a través de los brazos y con muy poca carga sedimentaria, erosionan con mayor efectividad el frente de la parábola que sus brazos.

### Humedales

Bastantes de los sistemas playa-duna de las Baleares encierran en sus partes más internas zonas endorreicas, ocupadas frecuentemente por humedales. Algunos han sido trans-

formados en salinas, otros han sido ocupados por desarrollos turísticos; no obstante, quedan todavía algunos poco modificados que permiten observar las relaciones entre los sistemas playa-duna y los humedales. Episódicamente, como consecuencia de precipitaciones extremas, se producen avenidas extraordinarias que logran romper el sistema dunar y descargar caudales importantes a través de la playa.

Este proceso crea una discontinuidad en el sistema playa-duna que se recupera relativamente rápido en la playa, pero que puede dejar alteraciones más duraderas en las dunas, provocando canales de deflación que activan la dinámica eólica en partes muy internas del sistema dunar.

## CONCLUSIONES

En las Baleares se han desarrollado cerca de treinta sistemas playa duna que ocupan más de 3.500 ha. Se localizan en la mayoría de entrantes litorales a favor de los vientos dominantes que, en nuestras islas, provienen tanto de componentes norte y oeste, predominantes en invierno, como de componente sur y en régimen de brisas, durante el verano. La ausencia de marea y la presencia extensa de praderas de fanerógamas marinas (*Posidonia oceanica*) caracterizan la dinámica litoral de las Baleares. La ausencia de ríos y, por tanto, la escasa aportación de litoclastos define el sedimento arenoso que conforma la playa y las dunas como abrumadoramente bioclástico.

A pesar de la intensísima ocupación litoral durante la temporada turística, aún pueden reconocerse, en algunas playas, cordones transversales de *foredunes* que constituyen el elemento de conexión entre la playa seca y el sistema dunar propiamente dicho. Tras ellos, y a través de una depresión más o menos desarrollada, encontramos un primer sector dunar representado por dunas parabólicas, en general simples, móviles o semiestabilizadas y con cobertura arbustiva más o menos desarrollada. Su dinámica viene condicionada tanto por la cobertura vegetal como por la intensidad eólica, aún cuando en muchos casos se ve incrementada por las discontinuidades (*blowouts*) en el primer cordón dunar. La zona más interna, la menos dinámica, de los sistemas playa-duna de las Baleares está formada por un conjunto de dunas parabólicas estabilizadas por una cobertura arbórea y arbustiva prácticamente total. Son formas suavizadas, muchas veces con el lóbulo frontal erosionado, frecuentemente parabólicas complejas y con aportes sedimentarios únicamente por suspensión (*grainflow*). A menudo los sistemas playa-duna encierran tras de sí áreas endorreicas en las que se instalan humedales.

Los diversos sectores en que se subdividen los sistemas dunares de las Baleares, representan pulsos o eventos climáticamente significativos que reactivan la dinámica dunar, que hoy se encuentra ralentizada. En algunos casos, como en el sistema dunar de es Trenc (véase el capítulo 2.1 en este mismo volumen) se reconocen hasta cuatro episodios holocenos, el más antiguo de los cuales correspondería a la regresión del Würm.

## BIBLIOGRAFÍA

- Arens, S.M. y Wierma, J. (1994). The Dutch foredunes inventory and classification. *Journal of Coastal Research*, 10: 189-202.
- Bakker, T.W, Jungerius, P.D. y Klijn, J.A. (Ed). (1990). Dunes of the European Coasts: geomorphology, hydrology, soils. *Catena Supplement*, 18: 227 pp.

- Balaguer, P. (2005). *Tipus i evolució de les costes rocoses de Mallorca*. Tesis doctoral. Universitat de les Illes Balears, Palma. 373 pp.
- Bodouresque, C.F., Jeudy de Grissac, A. y Olivier, J. (Ed.) (1984). *International workshop Posidonia oceanica beds*. Marseille, G.I.S. Posidonie pub.
- Butzer, K.W. (1975). Pleistocene littoral-sedimentary cycles of the Mediterranean Basin: A Mallorquin view. In: *After the Austroloplithecines* (K.W. Butzer and G. Isaac eds.) Mouton Press. The Hague.
- Butzer, K.W. y Cuerda, J. (1962). Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean Sea. *Journal of Geology*, 70: 398-416.
- Canals, M. y Ballesteros, E. (1997) Production of carbonate particles by phyto-bentonic communities on the Mallorca-Menorca shelf, northwestern Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research* 44: 611-629.
- Carter, R.W.G. (1988). *Coastal environments*. London. Academic Press. 609 pp.
- Carter, R.W.G., Hesp, P. y Nordstrom, K. (1992). *Coastal Dunes. Geomorphology, Ecology and Management for Conservación*. Rotterdam, Balkema. 533 pp.
- Carter, R.W.G., Curtis, T.G.F. y Sheehy-Skeffington, M.J. (Ed.) (1990). Erosional landforms in coastal dunes. En: *Coastal Dunes. Form and Process*. Wiley and sons, Chichester. 217-250.
- Clark, J.R. (1996). *Coastal zone management. Handbook*. Boca Raton. Lewis Publishers. 694 pp.
- Corbí, A. M. (1990). Geomorfología del sistema dunar de Sa Mesquida (Capdepera) a l'illa de Mallorca. *II Jornades del Medi Ambient de les Balears*, Soc. Hist. Nat Balears-Universitat de les Illes Balears. Palma.
- Cuerda, J. (1975). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Institut d'Estudis Balearics. Palma de Mallorca. 304 pp.
- Gacia, E. y Duarte, C. (2001). Sediment Retention by a Mediterranean *Posidonia oceanica* Meadow: The Balance between Deposition and Resuspension. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 52, 505-514.
- Gelabert, B., Servera, J. y Rodríguez-Perea, A. (2002). Características geomorfológicas del sistema dunar de la Bahía de Alcudia (Isla de Mallorca). *Geogaceta*. 32: 209-212 Madrid
- Gómez-Pujol L., Orfila A., Cañellas B., Alvarez-Ellacuria A., Mendez F., Medina R. y Tintoré J. (en prensa). Morphodynamic classification of sandy beaches in a microtidal, low energy marine environment. *Marine Geology*.
- Hesp, P. (1988). Surfzone, beach, and foredune interactions on the Australian south east coast. *Journal of Coastal Research*. Special Issue, 3: 15-25.
- Hesp, P. (2002). Fore-dune and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*. 48: 245-268.
- Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C. y Cuerda, J. (1996). U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca – further evidence for two last interglacial high sea-levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews*, 15: 53-62.
- Jansà, J.M. (1979). Climatología de Menorca. En: *Enciclopèdia de Menorca. 1er Tom: Geografia Física*. Obra Cultural Balear de Menorca. Maó. 85-160.
- Jaume, C. y Fornós, J.J. (1992). Composició i textura dels sediments de platja del litoral mallorquí. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 35: 51-61.
- Jeudy de Grissac, A. (1984). Effects des herbiers de *Posidonia oceanica* sur la dynamique marine et la sedimentologie littorale. In Boudouresque, C.F., Jeudy de Grissac, A. y Olivier, J. (Ed.) *International workshop Posidonia oceanica beds*. Marseille. Vol. 3, 437-443.
- Martín, J. y Rodríguez-Perea, A. (1996). Participación vegetal en la construcción de los sistemas dunares litorales de Mallorca. En Grandal, A. y Pagés, L. (Ed.), *IV Reunión de Geomorfología*. O Castro, A Coruña, Laboratorio Xeológico de Laxe, Sociedad Española de Geomorfología. 785-800.
- Martinez, M.L. y Psuty, N.P. (2004). *Coastal dunes. Ecology and conservation*. Springer, Berlin, 386 pp.
- Mas, J.; Franco, I. y Barcala, E. (1993). Primera aproximación a la cartografía de las praderas de *Posidonia oceanica* en las costas mediterráneas españolas. Factores de alteración y regresión. *Legislación. Publ. Espc. Inst. Esp. Oceanogr.*, 11, 111-122.
- Meulen, F.v.d., Jungerius, P.D. y Visser, J. (Ed.) (1989). *Perspectives in coastal dune management*. The Hague, SPB Academic Publishing. 333 pp.
- Muntaner A. y Jaume, G. (1980). Geomorfología. En: Barcelo, B. y Mayol, J. (Ed.): *Estudio Ecológico de la Albufera de Mallorca (Alcudia, Muro y Sa Pobla)*. Departamento de Geografía de la Universidad de Palma de Mallorca. 47-82 pp.
- Psuty, N.P. (1988). Sediment budget and dune/beach interaction. *Journal of Coastal Research*. Special Issue, 3: 1-4.

- Psuty, N.P. (2004). The coastal foredune: a morphological basis for regional coastal dune development. In: Martínez, M.L. and Psuty, N.P. (Eds). *Coastal dunes. Ecology and conservation*. Springer, Berlin, 11-27.
- Pye, K. (1990) Physical and human influences on coastal dune development between Ribble and Mersey estuaries, northwest England. A Nordstrom, K.F. et al. (ed.): *Coastal dune. Forms and process*. John Wiley and Sons. London. 339-359
- Pye, K. y Tsoar, H. (1990). *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Unwin Hyman, London. 396 pp.
- Rita, J. y Rodríguez-Perea, A., Tebar, F.J. (1988). *Sistemas dunares de Menorca. Valoración geoambiental y estado de conservación*. Departament de Biologia y Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. 2 vol.
- Rita, J., Tebar, F. J. y Rodríguez-Perea, A. (1991). Environmental valuation and state of conservation of the coastal dune systems of Menorca (Balearic Islands, Spain). En: Brigand, L.: *Territoires et Sociétés Insulaires. Permanences, changements et devenir*. 417- 420
- Rodríguez-Perea, A., Corbí, A.M. y Servera, J. (1990). El sistema dunar de Sa Canova d'Artà. En Gutierrez, M., Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Ed.), *1ª Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, Sociedad Española de Geomorfología / Instituto de Estudios Turolenses. 365-374 pp.
- Rodríguez-Perea, A., Servera, J. y Martín, J.A. (2000). *Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial: Informe Metadona*. Col.lecció Pedagogia Ambiental. Universitat de les Illes Balears, Palma. 108 pp.
- Roig-Munar, F. X. (2002). El Pla de neteja integral del litoral de Menorca. Aspectes geomòrfics, ambientals i socials. *Boll. Geografia Aplicada*. 3-4, 51-64.
- Roig, F.X. (2003 a). Identificación de variables útiles para la clasificación y gestión de playas y calas. El caso de la isla de Menorca *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* 35: 175-190.
- Roig, F.X. (2003 b). Análisis de la relación entre capacidad de carga física y capacidad de carga perceptual en playas naturales de la isla de Menorca *Investigaciones geográficas* 31: 107-120.
- Roig, F.X., Rodríguez-Perea, A. y Martín, J.A. (2004). Influencia antrópica en la alteración del sistema playa-duna de son Bou (Menorca). En: G.Benito & A. Díez Herrero (eds.) *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*. (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo, 22-25 de septiembre de 2004). SEG y CSIC. Madrid. 375-384.
- Roig, F.X., Comas, E., Rodríguez-Perea, A. y Martín-Prieto, J.A. (2005). Management of Beaches on the Island of Menorca (Balearic Islands): The Tension between Tourism and Conservation. *Journal of Coastal Research*, 49: 89-93.
- Roig, F.X., Martín-Prieto, J.A., Comas, E. y Rodríguez-Perea, A. (2006 a). Space-time Analysis (1956-2004) of human use and management of the Beach-Dune Systems of Menorca (Balearic Islands, Spain). *Journal of Coastal Research*, SI 48: 107-111.
- Roig, F.X., Martín, J.A., Rodríguez, A. y Pons, G.X. (2006 b). Valoración geoambiental y económica de diferentes técnicas de gestión de playas. En: *Geomorfología y territorio*: Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Universidad de Santiago de Compostela. 457-469.
- Rose, J., Meng, X. y Watson, C. (1999). Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the Western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain. *Journal of the Geological Society*, London: 156: 435-448.
- Rosselló Verger, V.M. (1969). El litoral de Mallorca (Sur de Mallorca). *Anales de la Universidad de Murcia*. XXVII (1-2): 223-246.
- Servera, J. y Grimalt, M. (1994). Los sistemas dunares de las Islas de Formentera y de s'Espalmador. En Arnaéz, J., García Ruiz, J.M. y Gómez Villar, A. (Ed.), *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología*. Logroño, Sociedad Española de Geomorfología. 405-418.
- Servera, J., Martín, J.A., Rosselló, J. y Rodríguez-Perea, A. (1994a). Análisis de la regeneración de playas por medio de trampas-barrera en Cala Agulla (Mallorca). En Arnaéz, J., García Ruiz, J.M. y Gómez Villar, A. (Ed.), *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología*. Logroño, Sociedad Española de Geomorfología. 419-429.
- Servera, J., Martín, J.A., Rosselló, J. y Rodríguez-Perea, A. (1994b). Estudi de les causes del retrocès de la platja de l'arenal de sa Ràpita. *XIII Jornades d'Estudis Històrics Locals. El desenvolupament turístic a la Mediterrània durant el segle XX*. Palma de Mallorca, Institut d'Estudis Balearics, Govern Balear.
- Servera, J. y Grimalt, M. (1994). Los sistemas dunares de las Islas de Formentera y de s'Espalmador. En Arnaéz, J., García Ruiz, J.M. y Gómez Villar, A. (Ed.), *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología*. Logroño, Sociedad Española de Geomorfología. 405-418.

- Servera, J. y Martín, J.A. (1996). Análisis y causas del retroceso de la línea de costa del arenal de sa Ràpita (Mallorca). En Grandal, A. y Pagés, L. (Ed.), *IV Reunión de Geomorfología*. O Castro, A coruña, Laboratorio Xeológico de Laxe, Sociedad Española de Geomorfología. 877-890.
- Servera, J. y Rodríguez-Perea, A. (1996). Morfologías parabólicas de los sistemas dunares litorales de Baleares. En Grandal, A. y Pagés, L. (Ed.), *IV Reunión de Geomorfología*. O Castro, A coruña, Laboratorio Xeológico de Laxe, Sociedad Española de Geomorfología. 645-659.
- Severa, J. (1997). Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears. Tesis. Universitat de les Illes Balears. 904 pp.
- Servera, J. (1998 a). Els sistemes dunars litorals holocènics: les dunes de Sa Ràpita-Es Trenc (Mallorca). En: Fornós, J. (Ed) *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca. 251-306.
- Servera, J. (1998 b). Cartografía Geomorfològica. Sistema dunar de Sa Ràpita-Es Trenc. Fornós, J. (Ed) *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca. Lám. única.
- Servera, J. (2003 a). Los sistemas playa-duna holocenos y actuales de Menorca. En: Rosselló, V. M.; Fornós, J. J.; Gómez-Pujol, L. (eds.): *Introducción a la Geografía Física de Menorca*. Palma de Mallorca. 123-138
- Servera, J. (2003 b). El sistema palya-duna de Cala Tirant. En: Rosselló, V. M.; Fornós, J. J.; Gómez-Pujol, L. (eds.): *Introducción a la Geografía Física de Menorca*. Palma de Mallorca. 143-156
- Sherman, D. J. y Nordstrom, K.F. (1994). Hazards of wind-blown sand and coastal sand drifts: a review. *Journal of Coastal Research*. Special Issue, 12, 263-275.
- Sherman, D.J. y Bauer, B.O. (1993). Dynamics of Beach-Dune Systems. *Progress in Physical Geography*. 17 (4): 413-447.
- Tsoar, H. (1983). Wind tunnel modelling of echo and climbing dunes. In: *Eolian Sediments and Processes* (M.E Brookfiels and T.S. Ahlbrandt, eds.), pp. 247-259. Elsevier, Amsterdam.

# 1.4

## LA GESTIÓN LITORAL EN LAS ISLAS BALEARES

---

José Antonio MARTÍN-PRIETO<sup>1</sup>, Francesc Xavier ROIG-MUNAR<sup>1,2</sup>, Antonio RODRÍGUEZ-PEREA<sup>1</sup>, Guillem X. PONS<sup>1</sup> y Pau BALAGUER<sup>3</sup>

1) Dept. Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.

2) Consell Insular de Menorca, Maó, Menorca (Illes Balears).

3) IMEDEA (Institut Mediterrani d'Estudis Avançats) (CSIC-UIB), Esporles, Illes Balears.

### INTRODUCCIÓN

La principal fuente de ingresos del archipiélago balear proviene de la actividad turística, la cual se concentra de modo especial en su litoral arenoso –playas y calas– durante el periodo estival, generando importantes impactos ambientales debidos, en la mayoría de los casos, a una gestión inapropiada o simplemente a una falta de gestión.

Debido a la fuerte ocupación del litoral se han producido múltiples transformaciones de los procesos naturales que en él se dan. Estas transformaciones se deben ya sea a interrupciones o alteraciones de los mecanismos naturales de defensa, que impiden el normal funcionamiento de los ecosistemas litorales, a la generación de nuevos espacios arenosos mediante la creación de playas artificiales, o a la estabilización o ampliación de las existentes, ligadas a la oferta de servicios más cercana. Estos procesos han modificado notablemente el paisaje tradicional, dando lugar a cambios drásticos en sus características naturales. El consumo del medio litoral se ha enfocado como un producto con diversidad de ofertas de ocio, persiguiendo la satisfacción de las expectativas del turista sin prestar atención a las características geoambientales del sistema, y concibiendo el litoral como un simple soporte de la industria turística, donde han prevalecido en su gestión los conceptos propios del medio urbano. Es esta capacidad de satisfacer las necesidades de consumo la que ha transformado los atributos de la naturaleza del litoral en un recurso, convirtiendo estos espacios en algo subjetivo, relativo, funcional y adaptado a la temporalidad que requiere el mercado turístico para su consumo. En general, este proceso no es ajeno al modelo turístico de ámbito estatal donde el turismo de sol y playa, marcado por una acusada estacionalidad, hace que compartan similares características.

### ESTADO DE LA CUESTIÓN

En las islas Baleares y a lo largo del último medio siglo, se han descrito tres momentos de auge expansivo o “booms” turísticos e inmobiliarios (Rullan, 1999, 2001; Blázquez *et al.*, 2002), los cuales han incidido de forma directa sobre el litoral, dando lugar al proceso conocido como “balearización”. Este término es utilizado para definir las características y organización del modelo de estructuración económico-territorial de las islas Baleares y es

considerado como el causante de grandes desajustes en el sistema natural y urbano. A lo largo de estas décadas, el paisaje se transforma de forma más o menos homogénea en Mallorca e Eivissa, mientras que en Menorca y Formentera reviste formas más tardías y menos balearizadas (Rullan, 2001). Pese a las diferencias de intensidad urbanística entre las cuatro islas, todas comparten un patrón básico de ocupación y alteración de la franja litoral, que ha dado lugar a los siguientes escenarios:

- Mantenimiento de los núcleos tradicionales anteriores al boom turístico.
- Superposición de nuevos espacios turísticos a los tradicionales ya existentes.
- Creación de nuevas áreas litorales emergentes con finalidades básicamente turísticas y de servicios.
- Conservación y mantenimiento de áreas naturales litorales favorecida por distintas normativas: europeas, estatales y autonómicas.

La Ley de Costas 22/1988 supuso un salto cualitativo en la gestión de la zona litoral pero, lamentablemente, quedó estancada y su ámbito de aplicación supone en numerosas ocasiones conflictos entre las distintas administraciones y entes gestores a la hora de aplicar un determinado tipo de gestión.

A nivel autonómico, destaca la Ley de Espacios Naturales (LEN 1/91), que declaraba la figura de Área Natural de Especial Interés (ANEI) y que otorgaba protección urbanística a un elevado porcentaje del litoral de las islas, así como la inclusión de una franja de alto nivel de protección en las zonas ANEIs litorales, como los sistemas dunares, zonas húmedas, sabinars, etc. Otra normativa autonómica a destacar es la Ley 5/2005 para la conservación de los espacios de relevancia ambiental (LECO) que incluye aspectos derivados, y otros propios, de toda la normativa de conservación que afecta a la comunidad autónoma, tanto de la LEN 1/91, como de la Ley 4/1989 de la Conservación de los Espacios Naturales y de Flora y Fauna Silvestre y de la Directiva Hábitats (92/43/CEE).

Sin embargo y en última instancia, el gobierno autonómico ha regularizado instalaciones turísticas construidas en la costa, según una disposición adicional de la Ley 25/2006, de 27 de diciembre, de medidas tributarias y administrativas (conocidas popularmente como ley de acompañamiento). Por esta disposición, las instalaciones existentes ubicadas en el litoral se legalizan, cualquiera que sea la calificación urbanística de los terrenos en que se ubiquen. Por tanto, esto da luz verde a la regularización de obras ilegales levantadas sobre espacios anteriormente protegidos (restaurantes, chiringuitos, etc.) como ANEIs, sin que sea necesario cumplir parámetros de calidad o realizar estudios de impacto ambiental.

En base a esta entidad de protección del litoral, la principal oferta para atraer visitantes será el reclamo de playas y calas situadas en espacios naturales. En definitiva, el grado de afección al litoral depende del escenario territorial y de las medidas de gestión adoptadas; de este tipo de medidas dependerá la conservación efectiva de los arenales y los sistemas playa-duna. La gestión del litoral se ha basado en la planificación, control y dirección de los recursos y dotaciones de servicios, obviando en todo momento sus características ambientales. Por tanto, han sido los objetivos de una gestión conducida por los intereses turísticos los que han dado lugar a procesos degenerativos en numerosos sistemas naturales.

Las soluciones aportadas han sido guiadas por criterios estáticos de orden ingenieril y arquitectónico, que en numerosas ocasiones han dado lugar a una dependencia de actua-



Figura 1: Regeneración artificial de la playa de Palma.

ciones recurrentes, artificializadoras de los medios arenosos (Rodríguez-Perea *et al.*, 2000) (Fig. 1). En otras ocasiones, los procesos de degradación y artificialización se han visto favorecidos por “figuras de gestión” como las Banderas Azules o ISO’s, que no han hecho más que aumentar estos procesos, siendo meras figuras de marketing en donde prevalecen objetivos turísticos y de servicios en lugar del objetivo básico de conservación del medio natural (Roig-Munar *et al.*, 2004).

El hecho que gran parte de la actividad económica de las Baleares se localice a lo largo de su litoral arenoso y sistema playa-duna, no ha sido incentivo suficiente para favorecer la investigación y el conocimiento de estos espacios en aras de una mejor gestión. Las estrategias de gestión se han realizado basándose en conceptos estáticos aplicados sobre espacios dinámicos y naturales. El desconocimiento, por parte de gestores, públicos y privados, y usuarios, de la dinámica natural de los sistemas litorales ha dado lugar a actuaciones agresivas sobre el medio, alterando estos frágiles ecosistemas (Roig-Munar y Juaneda, 2001).

## CARACTERÍSTICAS DEL LITORAL BALEAR

La situación de las islas Baleares en el centro de la cuenca Mediterránea occidental y alejada de los márgenes continentales le confiere unas características diferenciales con respecto a los litorales arenosos continentales en diversos aspectos relevantes:

1. El sedimento, sus características y composición. El sedimento de la plataforma balear presenta un mayor porcentaje de bioclastos frente a litoclastos y el principal productor se encuentra en las praderas de *Posidonia oceanica*. El papel de esta fanerógama marina es trascendental en el mantenimiento y equilibrio del sistema al ser sus praderas una zona donde la producción de sedimento biógeno es elevada. Teniendo en cuenta la gran diversidad de organismos que habitan en este ecosistema (una parte de los cuales



Figura 2: Berma vegetal de hojas de *Posidonia oceanica* acumuladas sobre la playa y papilla que se forma en el frente de la misma, ejerciendo una función protectora de la playa.

son capaces de producir carbonatos) un porcentaje elevado de los mismos pasan a formar parte del balance sedimentario de los sistemas dunares. Así, en Baleares, tenemos valores medios de un 80% de contenido de  $\text{CaCO}_3$ , del cual el 70% son bioclastos, frente a un 30% restante de origen continental (Jaume y Fornós, 1992, Balaguer et al., 2002).

2. La *Posidonia oceanica*: es una fanerógama marina endémica del mar Mediterráneo que habita preferentemente sobre sustrato blando en una profundidad variable entre 1 y 40 m. Las plantas se desarrollan horizontalmente sobre el sustrato, dando lugar a lo que se conoce como praderas, alcanzando una extensión de aproximadamente 2.000 km<sup>2</sup> en el archipiélago balear (Mas *et al.*, 1993). La pradera actúa como una eficaz trampa sedimentaria, reteniendo partículas en suspensión, además de disminuir la velocidad del oleaje incidente (Gacia y Duarte, 2001). Un cordón de pradera de aproximadamente 1 km de ancho puede librar hasta 125 kg de materia seca por metro de costa anualmente (Duarte, 2004). De la pérdida de hojas muertas, una parte es arrastrada por el oleaje a las zonas más profundas de la plataforma continental, pero la mayor parte (aproximadamente un 70%) es transportada y acumulada por el oleaje sobre la playa subaérea, lugar donde se produce la acumulación sobre la playa de las hojas muertas de *Posidonia*, formando bermas vegetales (Fig. 2).
3. Esta berma vegetal, tiene varias funciones. En primer lugar, ejerce una protección sobre la playa subaérea frente al impacto de los temporales, protegiéndola de la erosión. En segundo, produce una reducción de la velocidad de la ola rota debido a la elevada viscosidad del agua mezclada con restos de hojas, que amortigua el choque de la ola en la berma vegetal. Una vez seca por el viento, éste transporta tierra adentro el material que es utilizado por la vegetación dunar como materia orgánica y nutrientes (Gil, 1989; Servera y Martín-Prieto, 2000; Roig-Munar, 2001; Duarte, 2004).



Figura 3: Limpieza mecánica y retirada de la *Posidonia oceanica* de la playa.

4. Sin embargo, estos restos depositados sobre la playa son considerados por muchos gestores y usuarios como suciedad, por lo que es retirada de forma sistemática de la playa con maquinaria pesada. Esta opción de gestión genera un debate y una polémica sobre si se debe o no retirar y en qué condiciones se realiza, siendo uno de los caballos de

batalla más importantes a la hora de gestionar las playas en Baleares. Sin embargo, resulta obvio que su retirada causa importantes daños a la playa. Este perjuicio es causado por una compactación del material, al utilizar de forma sistemática maquinaria pesada en su retirada (Fornós y Forteza, 1993; Roig-Munar, 2004a). También, al ser una retirada indiscriminada, un porcentaje elevado de sedimento es retirado del sistema, constituyendo un *output* importante en el balance sedimentario. Se ha cuantificado un 4% el contenido de arena de la berma vegetal en Menorca según Roig-Munar *et al.* (2004). Asensi y Servera (2004) por su parte calcularon un 24% de volumen de sedimento al retirar acúmulos de restos de berma vegetal de la playa de Alcúdia en Mallorca recogidos con maquinaria pesada.

## PROBLEMÁTICA Y ASPECTOS DE LA GESTIÓN

Las medidas de gestión aplicadas sobre estos litorales arenosos en las últimas décadas se han basado, casi exclusivamente, en la prestación servicios de ocio, entre ellos, como se ha mencionado anteriormente, los de limpieza mecánica, retirada de la *Posidonia oceanica*, y en la reposición de sedimento exógeno en playas erosionadas. Estos recrecimientos, en realidad, han agravado de forma continuada los efectos erosivos y el estado geoambiental de los sistemas playa-duna (Fig. 3).

En estos casos se produce una dependencia de las playas, periódica pero continua, de las actuaciones de regeneración artificial (Rodríguez-Perea *et al.*, 2000), obviando en muchos casos las afecciones tanto a la calidad de la playa emergida como, sobre todo, a la playa y a los fondos sumergidos (Fig. 4) (Servera, 1997). Estas actuaciones, justificadas por supuestas necesidades socioeconómicas, han conducido en numerosas ocasiones a la rotura y degradación de los sistemas naturales, como sucede en el caso de los sistemas playa-duna. En general se ha tendido a alterar la playa para acomodarla a una economía turística, concibiendo la gestión desde una perspectiva localista e ignorando la influencia decisiva de los agentes y fuerzas que han intervenido en el transporte y fijación de sedimento dentro del amplio sistema litoral. Como consecuencia, se han solucionado local y temporalmente algunos problemas, mientras otros se han acentuado. Por tanto, se ha entendido el espacio de playa como un servicio a ofertar y no como un sistema natural.

A pesar de la relativa abundancia de publicaciones que hacen referencia a la degradación de los sistemas arenosos de las Baleares, los trabajos sobre la gestión del litoral rocoso han sido más bien escasos, siendo sus impactos producidos fundamentalmente por una presión de tipo urbanístico. En general sobre este tipo de costas, los estudios se han centrado en analizar su tipología y la evolución de las mismas y los riesgos asociados (Roselló, 1975; Balaguer, 2005; Balaguer *et al.*, 2004).

Las bases para una de gestión de playas fueron puestas de manifiesto por Rodríguez-Perea *et al.* (2000) para uno de los municipios turísticos por excelencia, Calvià (Mallorca), y a partir de ese momento se han multiplicado experiencias y resultados sobre su correcta gestión. Estas bases, plasmadas en el informe METADONA, analizan las causas de degradación de las playas del municipio y fundamentalmente de la playa de Santa Ponça, antiguo sistema playa-duna con fuertes procesos de degradación y sometido a varias regeneraciones artificiales. El informe propone la utilización de medidas blandas basadas en criterios geomorfológicos, consistentes fundamentalmente en la instalación de trampas-barrera, en dejar el máximo tiempo posible la berma vegetal sobre la playa y en fomentar el uso de la limpieza manual frente a la mecánica (Fig. 5).



Figura 4: Pradera de *Posidonia oceanica* directamente afectada por el dragado para una regeneración artificial.

Este informe, incluido en los documentos generados en la Agenda Local 21 de este municipio de Mallorca, ha servido para aplicar de forma continuada a la citada playa un modelo de gestión integral (Bustamante, 2002).

En base al documento METADONA la tendencia en la gestión en Baleares se invierte en los últimos años, de modo especial en la isla de Menorca, donde al igual que en el resto del archipiélago la gestión se realizaba por una simple preocupación basada en normas básicas de higiene, sistemas mecanizados de limpieza y dotación de servicios. Durante el año 2000 el Consell Insular de Menorca, consciente de la fragilidad de los valores naturales de su litoral y con el fin de gestionar correctamente las playas y calas, crea el Consorcio de Gestión Mancomunada del Litoral de Menorca. Las medidas de gestión que se aplicarían están basadas en aspectos geomorfológicos, sociales y paisajísticos, combinando las medidas de gestión geoambiental del sistema, con su uso turístico y recreativo. Este consorcio realizó una planificación litoral mediante la clasificación cualitativa de los espacios a gestionar, con la finalidad de optimizar los recursos humanos, mecánicos y materiales, así como de aplicar medidas de gestión diferenciadas para cada una de las tipologías de playas y calas identificadas y clasificadas (Roig-Munar y Juaneda, 2001; Roig-Munar, 2003). Dicha clasificación, cualitativa, distingue tres grupos de espacios representativos: Playas A: situadas en áreas urbanas o turísticas, con servicios de playa y accesibilidad rodada a pie de playa. Playas B: situadas en Áreas Naturales de Especial Interés (ANEI), con altos índices de frecuentación, accesibilidad rodada relativamente cercana y sin servicios. Playas C: situadas en ANEI, con bajos o nulos índices de frecuentación y con accesibilidad exclusivamente peatonal.

## TRABAJOS Y ESTUDIOS RELACIONADOS CON LA GESTIÓN LITORAL

Las aplicaciones de los estudios referentes a los aspectos descriptivos y procesos de erosión de las costas trascienden más allá del interés científico y pueden ser claves dentro de un marco de aplicación de una iniciativa de gestión integrada de la zona costera. En este sentido, existen numerosos trabajos en relación a sistemas litorales arenosos, pero son pocos los destinados a la aplicación de medidas de gestión y mejora del espacio litoral; por ello, hacemos un breve repaso bibliográfico sobre los trabajos realizados en aras de la gestión.

El primer trabajo de las Baleares que hace referencia a la erosión litoral y falta de gestión de un sistema dunar fue el de Rita *et al.* (1988) en los sistemas dunares menorquines, seguido poco después por el de sa Mesquida (Mallorca) realizado por Corbí (1990). Pocos años después, Castell *et al.* (1993) realizan el primer seguimiento de metodologías blandas de actuación en playas a través de trampas-barrera, en la playa de Cala Agulla (Mallorca). Posteriormente, Blázquez (1994) pone de manifiesto la falta de gestión en un espacio litoral sometido a una fuerte presión antrópica, la playa de es Trenc (Mallorca), y propone que se gestione dicho espacio para su conservación y restauración (hasta la fecha no se ha elaborado ningún tipo de actuación sobre el mismo, como se podrá comprobar en una de las salidas de campo organizadas para estas jornadas).

Servera y Martín-Prieto (1996) describen que las principales causas de erosión de la playa de sa Ràpita (Mallorca), las cuales obedecen a la elevada presión antrópica, un uso masivo y desordenado del espacio y la gestión de la retirada de restos de *Posidonia oceanica* de forma continuada; pero sobre todo a la construcción del puerto deportivo en un extremo de la playa. Servera (1997) realiza una descripción geomorfológica de los sistemas



Figura 5: Trampas-barrera en Menorca y limpieza manual en la playa de Santa Ponça, Mallorca.

dunares de Baleares, poniendo de manifiesto que la causa de degradación que sufren la mayoría de ellos se debe a la falta de gestión y a la frecuentación masiva de usuarios sin ningún tipo de control. Posteriormente Servera *et al.* (2001), analizaron las playas de la bahía de Alcúdia (Mallorca), y determinaron una relación directa entre el grado de presión antrópica y el estado de conservación en que se encuentran los sistemas arenosos.

El papel protector de los restos de *Posidonia oceanica* acumulados sobre la playa fue puesto de manifiesto por Servera *et al.* (2000), demostrando las consecuencias negativas que tenía su retirada de forma indiscriminada. Posteriormente, Roig-Munar y Martín-Prieto (2003a) analizan las consecuencias geomorfológicas de la retirada mecánica y sistemática de estas acumulaciones en un sector de la playa de es Perengons, es Trenc (Mallorca), analizando la incidencia de los temporales sobre una playa desprovista de esta berma vegetal. En este sentido, Roig-Munar (2002), propone una metodología y temporalización para su retirada minimizando en la medida de lo posible sus efectos erosivos.

Autores como Pretus (1989), Fornós y Forteza (1993), Schmitt, (1994) y Rodríguez-Perea *et al.* (2000) ya aludían a los efectos erosivos de las medidas de gestión de la limpieza de playas como elemento desestructurador del sistema, de la desaparición de la fauna intersticial y la erradicación de la vegetación pionera de playa. En este sentido, Roig-Munar (2002) propone una zonificación de playa, así como unos criterios ambientales con la finalidad de reducir los impactos que genera la limpieza de la playa. Impactos que se analizarán mediante la realización de perfiles de playa que determinan los efectos de compactación, traslado y rugosidad del sustrato a la zona del *swash*, playa emergida y el pie de la *foredune* (Roig-Munar, 2004b).

Sobre la saturación de las playas del archipiélago, Blázquez (1994, 1996) realiza las primeras estimaciones y curvas de frecuentación de usuarios en la playa de es Trenc (Mallorca). Mas (2001) y Blázquez *et al.* (2003) proponen un indicador de carácter aproximativo para una playa sostenible y un indicador de la demanda real y potencial para diez playas de Baleares, con el objetivo de estudiar los parámetros más representativos de estos espacios como recurso turístico. Estos últimos, también analizan los indicadores de Banderas Azules en las playas de Baleares. Desde el punto de vista de la gestión llevada a la práctica, el punto de partida lo constituye el anteriormente citado Informe METADONA (Rodríguez-Perea *et al.*, 2000), basado en la experiencia de la playa de Santa Ponça (SW de Mallorca) y cuyo éxito inicial algunos municipios intentaron importar a sus litorales arenosos, especialmente en la isla de Mallorca. Así, en la playa de Cala Millor (E de Mallorca) ante la pérdida constante de superficie de playa, se elaboró un informe a petición del Ayuntamiento de Sant Llorenç y la Asociación de Hoteleros para determinar las causas, a la vez que se concretó un plan de gestión basado en la utilización de trampas-barrera para retener sedimento (Rodríguez-Perea *et al.*, 1999). Lamentablemente, el plan fue ejecutado parcialmente y en función de intereses económicos y de la temporada turística, obviando el sistema natural.

En el año 2002, el Parc Natural de Llevant (Mallorca), encargó un plan de gestión para la playa de Cala Agulla (NE de Mallorca). En él se establecían varias propuestas de gestión debido a su elevado nivel de degradación, sin embargo, no se llevó a la práctica (Martín-Prieto *et al.*, 2002). Recientemente se está llevando a la práctica el plan de gestión para el sistema playa-duna de s'Amarador (SE de Mallorca) elaborado en el año 2002, el cual será objeto de visita en estas jornadas (Servera *et al.*, 2002). El plan consiste básicamente en la reordenación de accesos y la utilización de técnicas blandas de gestión.

El caso de Menorca es analizado por Rita *et al.* (1988) en un estudio geoambiental sobre los ocho sistemas dunares principales de la isla, proponiendo criterios para la aplicación de una gestión de carácter general y, así, evitar la degradación que ya comenzaba a ser evidente. Posteriormente, Rita y Tebar (1990) en un estudio sobre la estructura de la vegetación dunar de Menorca atribuyen a la presión antrópica el efecto desestructurante que afectaba a las comunidades vegetales de los sistemas dunares. Fornós y Forteza (1993) en otro estudio realizado a la playa de es Grau (Maó) recomiendan que no se realicen limpieza mecánica ni retirada de *Posidonia oceanica* de forma mecanizada, para evitar los efectos de compactación de la arena de la playa y mantener la porosidad y esponjamiento del sedimento, con la finalidad de facilitar los procesos de percolación del agua procedentes de la Albufera hacia el mar. Balaguer *et al.* (2001) realizaron un análisis granulométrico del litoral arenoso de Menorca y proponen la aplicación de medidas blandas de gestión a los sistemas arenosos, haciendo extensivas a Menorca las propuestas del informe METADONA (Rodríguez-Perea *et al.*, 2000). En el sentido más aplicado de gestión, Roig-Munar (2002b) pone en práctica estudios sobre el análisis de Capacidad de Carga en playas urbanas y naturales, basados en los trabajos de Blázquez (1994; 1996) para la isla de Mallorca y, posteriormente, lo lleva a la práctica en playas situadas en ANEI (Blázquez, 2002). Juaneda y Roig-Munar (2002) presentan las bases metodológicas para una correcta gestión del litoral menorquín basadas en criterios blandos y adaptadas a las características de cada espacio, así como una clasificación de las diferentes tipologías de playas. Roig-Munar (2001) analiza una de las causas que afecta a la gestión de playas: el desconocimiento por parte de los usuarios de las funciones de las bermas de *Posidonia oceanica* sobre la playa, desconocimiento que da lugar a numerosas quejas y cuya respuesta por parte de los gestores es la retirada de bermas acumuladas, sin analizar las causas de la erosión que ha tenido lugar a lo largo de las últimas décadas. En este sentido Roig-Munar y Juaneda (2001) proponen el diseño de campañas de concienciación, información y educación sobre aspectos litorales como uno de los pilares básicos en la gestión del litoral de Menorca. Roig-Munar (2003b) analiza los niveles de frecuentación del turismo náutico-recreativo (entre 1999 y 2003) en las playas y calas de Menorca, como elemento que podía afectar a la capacidad de carga de los usuarios de playa y ocasionar un posible problema de erosión sobre las praderas de *Posidonia oceanica*, fuente de producción sedimentaria de los ámbitos arenosos en las Baleares (Fornós y Ahr, 1997).

Roig-Munar y Martín-Prieto (2002) analizan la capacidad de carga física y perceptual de playas situadas en el ANEI Me-14 y las relacionan, entre otros aspectos, con los niveles de publicitación de cada uno de los espacios analizados, atribuyendo la masificación a una venta o publicidad "fraudulenta" del producto ofertado. Roig-Munar (2003d) analizaba los resultados de encuestas a playas situadas en ANEI como herramienta de la gestión de la demanda y proponía la corrección de ítems preconcebidos en los usuarios. Este mismo autor (2003a), clasifica 78 playas y calas de Menorca en base a variables útiles para la gestión, basadas en la clasificación cualitativa establecida por Juaneda y Roig-Munar (2002). Blázquez *et al.* (2003) analizaron el indicador de presión de tres playas de Menorca; los resultados obtenidos eran satisfactorios en cuanto al grado de ocupación de la playa y los metros correspondientes a cada usuario. Roig-Munar (2003) analizaba la normativa de los Planes Especiales aprobados en el litoral de la isla, juntamente con la Ley de Costas, como medidas de protección y gestión de playas.

Roig-Munar y Martín-Prieto (2003b) analizan las causas del retroceso de la línea de *foredunes* del sistema playa-duna de s'Olla (Menorca) y Roig-Munar *et al.* (2003), en una des-

cripción del sistema de dunas remontantes de Macarelleta (Menorca), atribuyen a la falta de gestión los procesos de reactivación y erosión del sistema dunar. Posteriormente, Roig-Munar *et al.* (2004a, 2004b) analizaron la influencia antrópica en la alteración del sistema dunar de Son Bou (Menorca), relacionada con diferentes períodos de construcción urbana y uso de la playa.

Los trabajos de clasificación de la costa, más allá de ser inventarios y ofrecer datos cuantitativos sobre la extensión y longitud de los tipos de costa, pueden ser útiles para realizar planes de emergencia aplicables frente a posibles derrames o vertidos de hidrocarburos que puedan afectar a la línea de costa. Esta clasificación se enmarca dentro del proyecto Sistemas de Predicción de Vertidos Marinos (Balaguer *et al.*, 2006). El ámbito del proyecto citado es el archipiélago balear y los trabajos previos de clasificación de la costa han permitido realizar una zonificación del litoral de la isla de Mallorca con una relativa rapidez. De este modo se ha demostrado que los estudios de clasificación de costas en territorios en los que hasta la fecha no existen planes específicos de emergencia frente a la contaminación por hidrocarburos, pueden utilizarse como una herramienta de emergencia para discriminar las zonas potencialmente más vulnerables.

## CONCLUSIONES

La ya larga historia de las publicaciones que analizan la gestión de los litorales arenosos de las Baleares se debe a la voluntad de muchas personas por preservar estos espacios naturales. Hemos de concluir que sus trabajos han contribuido a entender mejor la dinámica de los sistemas playa-duna insulares y a proponer alternativas de gestión viables y que a la vez sean compatibles con los procesos naturales y con una economía turística, cada vez más dependiente de la calidad de estos valiosos espacios.

Falta mucho, no obstante, para que este avance en el conocimiento de la dinámica litoral se implante de forma generalizada en todas las Baleares, con la honrosa excepción de Menorca. La lectura de los trabajos referenciados en este volumen representa sin duda un lento, pero continuo, avance en una mejor gestión litoral, más integral e integrada en los procesos erosivo-sedimentarios naturales. Sólo queda, pues, concluir que la espera de su implementación no nos debe más que estimular a continuar con la investigación de los procesos litorales y con el análisis de las mejores prácticas de gestión.

## BIBLIOGRAFÍA

- Asensi, M. y Servera, J. (2004). *Aproximació a la quantificació de la pèrdua de sediment de platja amb la retirada mecànica de les bermes vegetals de Posidonia oceanica*. En Pons, G.X. (ed.) IV Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears, Soc. Hist. Nat. Balears. Palma-Maó, 87-91.
- Balaguer, P. (2005). *Tipus i evolució de les costes rocoses de Mallorca*. Tesis inédita. Universitat de les Illes Balears, 373 pp.
- Balaguer, P., Fornós, J.J. y Gómez, Ll. (2004). *Classificació de les costes rocoses de Mallorca*. En Pons, G.X. (ed.) IV Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears, Soc. Hist. Nat. Balears. Palma-Maó, 92-94.
- Balaguer, P., Gómez, Ll., Mateu, J. y Roig-Munar, F.X. (2001). El sediment de platja del litoral menorquí. *Revista de Menorca*, 82-II, 129-146.
- Balaguer, P., Gómez, Ll.; Mateu, J. y Roig-Munar, F.X. (2002). *SEDIPME: sedimentologia de les platges de Menorca*. IME, Maó, 48 pp.
- Balaguer, P., Vizoso, G., Ferrer, M. I., Ruiz, M., Orfila, P., Basterretxea, G., Jordi, T., Fornós, J. J., Satorres, J., Roig-Munar, F. X. y Tintoré, J. (2006). Zonificación del litoral Balear frente a un posible derrame

- o vertido de hidrocarburos. Establecimiento de un Índice de Sensibilidad Ambiental (ISA) de la línea de costa. En Pérez-Albertí, A. y López-Bedoya, J. (eds.): *Geomorfología y Territorio*. Actas IX Reunión Nacional Geomorfología. Santiago de Compostela, 311-322.
- Berenguer, J. F. (1990). Ecología y acondicionamiento de la costa. Particularidades del problema en las islas Baleares. *Rev. Obras Públicas*, 18: 34-51
- Blázquez, M. (1994). La platja d'es Trenc, un exemple d'espai sotmés a forta pressió recreativa informal, amb superació dels llindars de capacitat de càrrega ecològica i recreativa. En: *El Desenvolupament turístic en la Mediterrània durant el segle XX*. XIII Jornades d'Estudis Locals. Institut d'Estudis Balearics, Palma, 117-126
- Blázquez, M. (1996). *Els usos recreatius turístics dels espais naturals públics. L'abast del lleure al medi natural*. Universitat de les Illes Balears, Tesis doctoral inédita, 385 pp.
- Blázquez, M., Murray, I., y Garau, J. M. (2002). *El tercer Boom. Indicadors de sostenibilitat del turisme de les Illes Balears 1989-1999*. Ed. Lleonard Muntaner 427 pág. Centre d'Investigacions Tecnològiques i Turístiques de les I. Balears.
- Bustamante, J. (2002). El modelo Calvià de desarrollo sostenible. *Obras Públicas Ingeniería y Territorio*, 61: 86-91
- Castell, A., Martín-Prieto, J. A., Rosselló, J. y Servera, J. (1993). La utilización de barreres per a la regeneració natural de platges. El cas de Cala Agulla (Mallorca): En: *La formació, la rehabilitació i les noves modalitats turístiques* pp-81-93. Ed. Univ. de les I. Balears. Col. Turisme i Investigació, núm. 3.
- Corbí, A. M. (1990): Geomorfologia del sistema dunar de Sa Mesquida (Capdepera) a l'illa de Mallorca. *II Jornades del Medi Ambient de les Balears*, Soc. Hist. Nat Balears. Secretariat de Publicacions i Intercanvi Científic de la UIB. Palma.
- Duarte, C. (2004). How can beaches be manager with respect to seagrass litter?. En Forum, J.; Duarte, C.; Krause, D. & Greve, T. (Eds.): *European seagrasses, an introduction to monitoring and management*. The M&MS Project, 83-84.
- Fornós, J. J. y Forteza, V. (1993). *Estudi de la dinàmica i dels sediments a la zona del Grau (Menorca)*. Societat d'Història Natural de les Balears. Document inèdit, pp 54
- Fornós, J.J. y Ahr, W.M. (1997). Temperate carbonates on modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic Platform, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 364-373.
- Gacia, E. y Duarte, C. (2001). Sediment Retention by a Mediterranean *Posidonia oceanica* Meadow: The Balance between Deposition and Resuspension. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52: 505-514.
- García, C. y Servera, J. (2003). Impacts of tourism development on water demand and beach degradation in the island of Mallorca (Spain). *Geogr. Annaler* 85 A(3-4), 287-300.
- Gil, Ll. (1989): *La vegetación de las dunas de sa Ràpita (Campos-Mallorca)*. Departament de Biologia Ambiental, Universitat de les Illes Balears. Inèdito
- Gil, Ll. y Llorens, Ll. (2001): Revegetació de les dunes de Trucadors-Es Pujols (Formentera). En Pons, G.X. (ed). *III Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears*, Soc. Hist. Nat. Balears, 148-149.
- González, J. (2003). La pérdida de espacios de identidad y la construcción de lugares en el espacio turístico de Mallorca. *Boletín de la AGE*, 137-152.
- Jaume, C. y Fornós, J. J. (1992). Composició i textura dels sediments de platja del litoral mallorquí. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 35: 93-110.
- Juaneda, J. y Roig-Munar, F. X. (2002). El pla de neteja integral de l'illa de Menorca com a eina de gestió ambiental. En Blázquez, M. y Cors, M (eds.): *Geografía y Territorio, el papel del geógrafo a escala local*. Universitat Illes Balears, 43-48.
- Martín-Prieto, J. A. y Rodríguez-Perea, A. (1996). Participación vegetal en la construcción de los sistemas dunares litorales de Mallorca. En Grandal d'Angade A. (Eds): *IV Reunión de Geomorfología, Sociedad española de Geomorfología O Castro (A Coruña)*, 785-798.
- Martín-Prieto, J.A., Roig-Munar, F. X. y Servera, J. (2002). Pla integral de gestió litoral de Cala Agulla (Capdepera). *Pandion*, 38 pp.
- Mas, J., Franco, I. y Barcala, E. (1993). Primera aproximación a la cartografía de las praderas de *Posidonia oceanica* en las costas mediterráneas españolas. Factores de alteración y regresión. *Legislación. Publ. Esp. Inst. Esp. Oceanogr.*, 11:111-122.
- Mas, LL. (2001). Proposta d'indicador de saturació de platges de les Illes Balears. En Pons, G.X. (ed). *III Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears*, Soc. Hist. Nat. Balears, 266-268.
- Pretus, J.Ll. (1989). Contribució al coneixement de la fauna intersticial litoral. Presència de Mistacòrides (Crustacea) a l'illa de Mallorca. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* 60 (9):113-119.

- Rita, J., Rodríguez-Perea, A. y Tebar, J. (1988). *Sistemas dunares de Menorca, valoración geoambiental y estado de la conservación*. Document inèdit (Institut Menorquí d'Estudis), 103 pp
- Rita, J., y Tebar, J. (1990). Estructura de la vegetación dunar de Menorca (I. Baleares). *Studia Ecologica*, VII: 33-48.
- Rodríguez-Perea, A., Servera, J. y Martín-Prieto J.A. (1999). *Recuperació de la dinàmica sedimentària de la platja de Cala Millor (Sant Llorenç): experiència pilot amb trampes-barrera*. Ajuntament Sant Llorenç-Universitat de les Illes Balears. Palma.
- Rodríguez-Perea, A., Servera, J. y Martín-Prieto J.A. (2000). Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial: Informe METADONA. Univ. I. Balears, *Col. Pedagogia Ambiental* nº10.
- Roig-Munar F. X. (2001). El conocimiento de la *Posidonia oceanica* y sus funciones ecológicas como herramienta de gestión litoral. La realización de encuestas a los usuarios de playas y calas de la isla de Menorca. *Papeles de Geografía* 34, 271-280.
- Roig-Munar, F. X. (2002a). El Pla de neteja integral del litoral de Menorca. Aspectes geomòrfics, ambientals i socials. *Boll. Geografia Aplicada*, 3-4: 51-64.
- Roig-Munar, F. X. (2002b). Anàlisi de la capacitat de càrrega de les platges situades en l'Àrea d'Espècial Interès, Me-3 de l'illa de Menorca. Geografia y Territorio. En Blàzquez, M, et al. (Eds): *El papel del Geógrafo en la escala local*. Univ. I. Balears, 279-286.
- Roig-Munar, F.X. (2002c). Análisis de la Capacidad de Carga en los espacios litorales, calas y playas, situados en áreas naturales de especial interés de la isla de Menorca. En: F.Fernandez et al. (Eds): *Turismo y transformaciones urbanas en el siglo XXI*. Univ. de Almería, 325-236.
- Roig-Munar, F.X. (2003). La protecció i gestió del litoral de Menorca mitjançant la normativa dels plans especials. En: "*Espais Naturals Protegits: El paper de la propietat privada*", 20, 21 i 22 de març de 2003. INESE i UIB.
- Roig-Munar, F. X. (2003a). Identificación de variables útiles para la clasificación y gestión de calas y playas. El caso de la isla de Menorca (I. Balears). *Boletín de la AGE*, 35: 175-190.
- Roig-Munar, F. X. (2003b). Análisis de frecuentación del turismo náutico-recreativo del medio marino de la isla de Menorca. Consecuencias ambientales de su falta de regulación. *Cuadernos Geográficos*, Univ. Granada, 33: 61-74.
- Roig-Munar, F.X. (2003c). Les enquestes a usuaris de platges: una eina de gestió de la demanda en platges situades dins àrees naturals d'especial interès de Menorca. En: "*Espais Naturals Protegits: El paper de la propietat privada*", març de 2003. INESE i UIB.
- Roig-Munar, F. X. (2004a). Análisis y consecuencias de la modificación artificial del perfil playa-duna por el efecto mecánico de su limpieza. *Investigaciones geográficas*, 33: 87-103.
- Roig-Munar, F. X. (2004b). El litoral de Menorca: estat de la qüestió d'un espai fràgil i dinàmic amb alt valor socioeconòmic. *III Jornades de Reserva de Biosfera de Menorca*. Consell Insular de Menorca i Institut Menorquí d'Estudis.
- Roig-Munar, F. X. y Comas, E. (2004). Etiquetas de calidad en playas: nuevo marketing sobre espacios turísticos litorales maduros y artificializados. *IX Coloquio de Geografía del Turismo, Ocio y Recreación, Zaragoza*. AGE.
- Roig-Munar, F.X, Comas, E., Rodríguez-Perea, A. y Martín-Prieto, J.A (2004). Tasas de erosión antrópica producida por los usuarios de las playas de Menorca. En G. Benito y A. Díez Herrero (Eds): *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*. SEG y CSIC, Madrid, 385-392.
- Roig-Munar, F.X, Comas, E., Rodríguez-Perea, A. y Martín-Prieto, J.A (2005): Management of beaches on the island of Menorca (Balearic Islands): the tension between tourism and conservation. *Journal of Coastal Research Sp. Iss.* 49: 89-93.
- Roig-Munar, F. X. y Juaneda, J. (2001). La campanya d'educació, informació i conscienciació dels valors del medi litoral de Menorca com a eina de gestió. *III Jornades de Medi Ambient de les I. Balears*, 287-288.
- Roig-Munar, F. X., Juaneda J., y Quintana, R. (2003). El sistema de dunas remontantes de cala Macarelleta (Menorca), un sistema condicionado por las orientaciones de umbría y solana. En Blanco, R.; López, J. y Pérez, A. (Eds.): Procesos geomorfológicos y evolución costera. *Actas II Reunión de Geomorfología Litoral*, Univ. de Santiago de Compostela, 133-138.
- Roig-Munar, F.X y Martín-Prieto, J. A. (2002). Valoración de la capacidad de carga física y perceptual en playas situadas en espacios naturales protegidos. En Santos X. (Ed.): *La Geografía y la Gestión del Turismo. Actas VIII Coloquio de Geografía del Turismo, ocio y recreación*. Universidad de Santiago de Compostela, 343-351.

- Roig-Munar, F. X. y Martín, J. A. (2003a). El papel protector de las bermas vegetales de *Posidonia oceanica* sobre la playa emergida d'es Perengons (S.E. Mallorca). En Blanco, R.; López, J. y Pérez, A. (Eds.): *Procesos geomorfológicos y evolución costera*. Actas II Reunión de Geomorfología Litoral, Univ. de Santiago de Compostela, 201-212.
- Roig-Munar, F. X. y Martín, J. A. (2003b). Evolución de la línea de costa de foredunes en el sistema playa-duna de s'Olla (Menorca). En Blanco, R.; López, J. y Pérez, A. (Eds.): *Procesos geomorfológicos y evolución costera*. Actas II Reunión de Geomorfología Litoral, Univ. de Santiago de Compostela, 183-200.
- Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Comas, E. y Rodríguez-Perea, A. (2006). Space-time analysis (1956-2004) of human use and management of the beach dune systems of Menorca (Balearic Islands, Spain). *Journal of Coastal Research* Sp. Iss. 48: 107-111.
- Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J., Rodríguez-Perea, A. y Pons, G. X. (2006). Valoración geoambiental y económica de diferentes técnicas de gestión de playas. *IX Jornadas Nacionales de Geomorfología*, pàg 457-469.
- Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea, A. y Martín-Prieto, J.A (2004). Influencia antrópica en la alteración del sistema playa-duna de Son Bou (Menorca), En G. Benito y A. Díez Herrero (Eds): *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*. SEG y CSIC, Madrid, 375-384.
- Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J. y Comas, E. (2004): Aproximació a la quantificació de la pèrdua de sediment de platja amb la retirada mecànica de les bermes vegetals de *Posidonia oceanica*. En Pons, G.X. (ed.) *IV Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears*, Soc. Hist. Nat. Balears. Palma-Maó, 82-83.
- Rosselló, V.M. (1964). *Mallorca. El Sur y Sureste*. Palma de Mallorca: Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación, 553 p.
- Rosselló, V.M. (1975). El litoral de Mallorca. Assaig de genètica i classificació. *Mayurqa*, 14: 5 -19.
- Rullan, O. (1999). Crecimiento y política territorial en las Islas Baleares (1955-2000). *Estudios Geográficos*, 236: 403-442.
- Rullan, O. (2001). Similitudes paisajísticas y funcionamiento regional del archipiélago balear. *Boletín AGE*, 127-153.
- Rullan, O. (2002). *La construcció territorial de Mallorca*. Monografies Científiques. Editorial Moll. Palma de Mallorca. 435 pp.
- San Félix, M. (2000). *La Posidonia el bosc submergit*. Quaderns de Natura de les Balears. Edicions Documenta Balear, Gràgiques Palma, 77 pp.
- Schmitt, T. (1994). Degradació de la vegetació psamòfila litoral de Mallorca. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 37: 151-174.
- Servera, J. (1997). *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesi doctoral, inèdita. Universitat de les Illes Balears. 2 vol. 908 pp. i Atlas 138 pp. Palma de Mallorca.
- Servera, J. (2000). Geomorfologia del litoral de les Illes Balears. *Posidonia* 1, 27 - 66.
- Servera, J. (2004). *Geomorfologia del litoral de les Illes Balears*. Quaderns de Natura de les Balears. Documenta Balear, 88 pp.
- Servera, J. y Grimalt, M. (1994). Los sistema dunares de las islas de Formentera y de s'Espalmador. En: *Geomorfología en España*. III Reunión de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología, Logroño. 405-418.
- Servera, J. y Martín-Prieto, J. A. (1996). Análisis y causas del retroceso de la línea de costa del arenal de sa Ràpita (Mallorca). Cuadernos, 21. Grandal, A. i Pagés, L. (Eds.) *IV Reunión de Geomorfología, Sociedad Española de Geomorfología*, O Castro (A Coruña). 877-890.
- Servera, J. y Martín-Prieto, J. A. (1998). Coastal dunar system of the Balearic Islands. En Ovesen, C. H. (ed.) *Coastal dunes, management, protection and research*. Report from a European Seminal, Skagen, Denmark, 158-164.
- Servera, J. y Martín-Prieto, J. A. (2001a). *Evolució de la línia de costa del litoral de la badia d'Alcúdia*. D. G. Litoral del Govern Balear-Universitat de les Illes Balears. Palma, 69 pp.
- Servera, J. y Martín-Prieto, J. A. (2001b). Evolució de la línia de costa a les platges arenoses de la meitat meridional de la badia d'Alcúdia. En: Pons, G.X. (ed.) *III Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears*, Soc. Hist. Nat. Balears, 88-90.
- Servera, J., Martín-Prieto, J.A. y Díaz, A. (2002). *Restauració del sistema dunar de la platja de s'Amarador*. Conselleria de Medi Ambient-Universitat de les Illes Balears. Palma, 63 pp.

- Servera, J., Martín-Prieto, J. A. y Rodríguez-Perea, A. (2000). Forma y dinámica de las acumulaciones de hojas de *Posidonia oceanica*. Su papel como elemento Protector de la playa subaérea. En Pérez-González, A.; Vegas, J. y Machado, J. (eds): *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Instituto Geológico y Minero de España, Sociedad Española de Geomorfología, Madrid. 363-369.
- Servera, J. y Rodríguez-Perea, A. (1996). Morfologías parabólicas de los sistemas dunares litorales de Baleares. En Grandal d'Angade A. (Eds): *IV Reunión de Geomorfología*, Sociedad Española de Geomorfología O Castro (A Coruña), 645-658
- Williams, A. T. y Davies, E. (1997). An innovative approach to integrated dune management. *EUCC Dune seminar*, Shagen, Denmark, 150-157, 174 pp

# GEOMORFOLOGÍA LITORAL

Migjorn y Llevant de Mallorca



**PARTE 2:**  
**ASPECTOS MORFOLÓGICOS Y DINÁMICOS**  
(Itinerarios geomorfológicos por la costa meridional y oriental de Mallorca)



# Introducción

La segunda parte del volumen, dedicada a la geomorfología litoral de la costa oriental y meridional de la isla de Mallorca, consta de un conjunto de capítulos que describen de manera detallada los procesos dinámicos del modelado costero que operan en esta parte de la isla. En este sentido se proponen una serie de itinerarios que tratan la mayor parte de procesos y formas observables, tanto en la costa alta como en la baja de estas fachadas litorales de la isla.

Cada uno de los siete capítulos que forman esta segunda parte titulada “*ASPECTOS MORFOLÓGICOS Y DINÁMICOS*” se ha estructurado de manera que el cuerpo principal del capítulo comprende la base teórica y descriptiva de cada uno de los procesos y formas tratados en el mismo. A éste, le sigue en cada caso un anexo en el que se describen brevemente una serie de itinerarios y paradas de campo, donde se detallan las localidades y aspectos específicos comentados en el capítulo. Todo ello acompañado de material gráfico complementario que ayuda a la comprensión del fenómeno.

El capítulo 2.1 se ocupa de las formas y la dinámica de la costa baja, el sistema playa – duna – albufera, abarcando los aspectos referentes a la dinámica eólica y a los campos de dunas resultantes, sin dejar de lado la problemática reciente en la dinámica de la playa, e incidiendo en el papel que juegan los restos de fanerógamas marinas en su evolución temporal. Este capítulo tiene como ejemplo clave la zona de *es Trenc*, situada en la bahía de Campos en el sur de la isla de Mallorca.

Los siguientes tres capítulos ponen énfasis en la dinámica y evolución del litoral rocoso. La costa alta y acantilada, formada por los materiales calcareníticos del Mioceno superior y singularizada por la presencia de las calas, da lugar a unos paisajes muy característicos del área insular. Se describen los aspectos estructurales geológicos (capítulo 2.2) que condicionan la formación de los acantilados, así como todos los procesos que caracterizan su dinámica erosiva, teniendo presentes tanto los movimientos de masas o disgregación granular como los que hacen referencia a la bioerosión (capítulo 2.3). El resultado de la acción de estos procesos sobre el roquedo da lugar a un modelado que puede ser observado a diversas escalas (capítulo 2.4), tanto a nivel de micro, meso y macroformas. Para la observación de estos aspectos los tres capítulos centran su atención en la costa del *Parc Natural de Mondragó*, en Santanyí (costa oriental de Mallorca).

El capítulo 2.5 se ocupa del registro sedimentario cuaternario, focalizado en la zona de *s'Estret des Temps* (Santanyí). Especialmente se centra en las eolianitas y sus estructuras asociadas, que forman una parte importante y muy característica del paisaje de la costa. La presencia de estos depósitos litorales, que han sido objeto de explotación desde tiempos inmemoriales para la extracción de piedra para la construcción (denominada localmente *marès*), han supuesto una pieza clave en la evolución cultural y económica ligada al paisaje litoral preturístico.

Enlazando con el aspecto cultural, el capítulo 2.6 se dedica a la siempre problemática tarea de la gestión del litoral. Se pasa revista, en este sentido a todos los aspectos referentes a la gestión del litoral, especialmente del sistema playa-duna, tomando como ejemplo de gestión el *Parc Natural de Mondragó*.

Finalmente, no podíamos –dadas las características litológicas de la isla formada en su práctica totalidad por materiales carbonatados– dejar de lado los procesos kársticos, y evidentemente, la relación del karst con los procesos litorales. Este es el tópico del último capítulo de la presente monografía (capítulo 2.7), en el cual se pasa revista especialmente al endokarst costero, analizando la problemática de la oscilación marina durante el Cuaternario, el papel de la actividad tectónica reciente, así como los precipitados minerales del interior de las cavidades relacionados con el nivel del mar. Se focaliza la observación de esta temática en dos cavidades litorales de la costa oriental de Mallorca, la *Cova Genovesa* y las emblemáticas *Coves del Drac*.

En la Fig.1 y páginas siguientes se resumen los principales objetivos propuestos para los diferentes itinerarios con las paradas previstas en los capítulos 2.1 a 2.7 (fotografías satélite: Google Earth©).

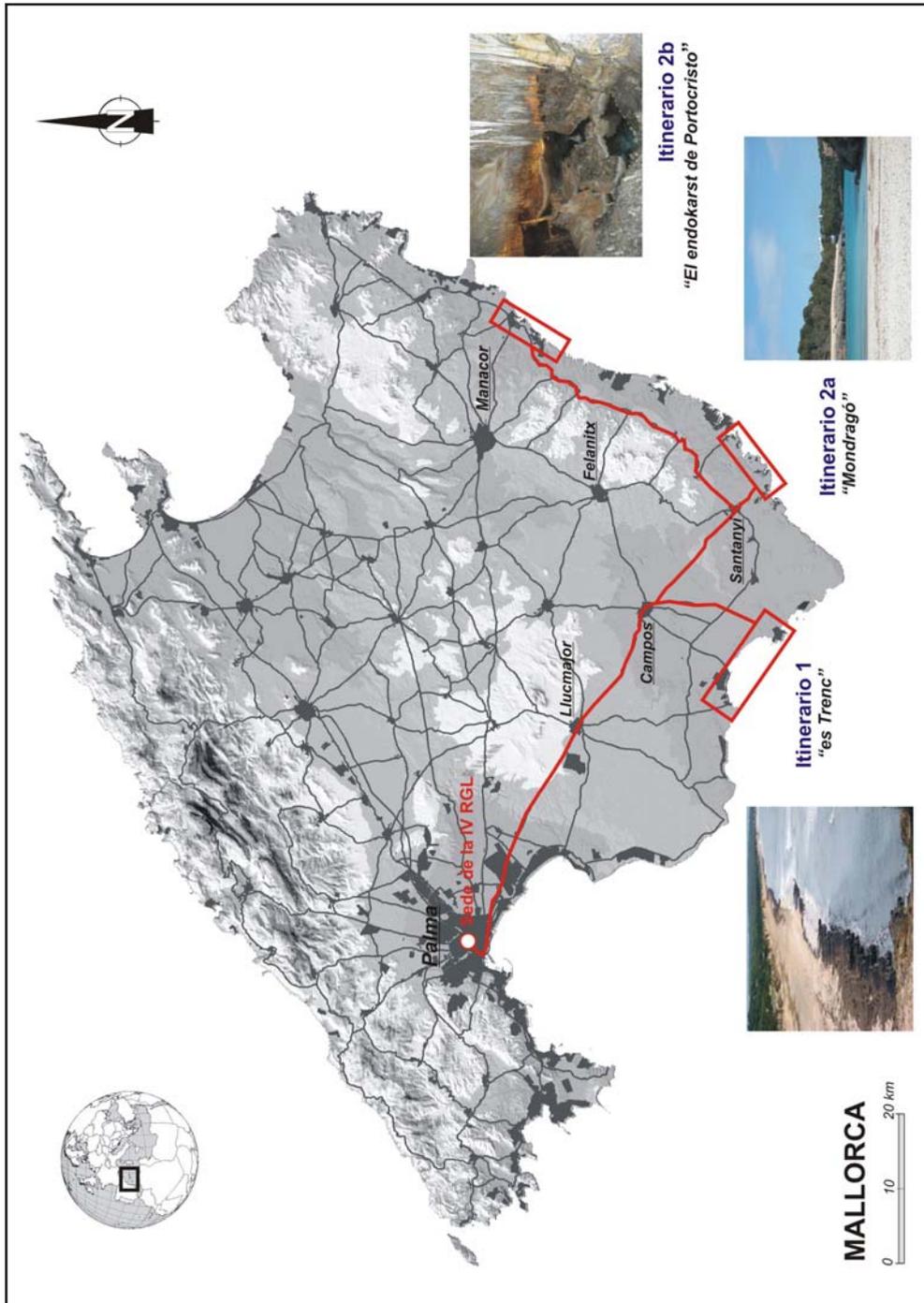


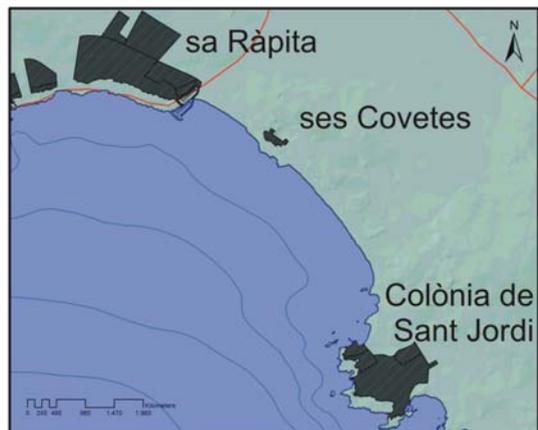
Figura 1. Localización de las paradas e itinerarios propuestos para la observación de la geomorfología litoral de la zona oriental y meridional de la isla de Mallorca.

# Itinerario 1. *es Trenc*



## Anexo 2.1

- Parada 1. ses Covetes
- Parada 2. *Búnker*
- Parada 3. es Clot de s'Arena
- Parada 4. sa Barrala
- Parada 5. es Salobrar
- Parada 6. es Trenc
- Parada 7. es Perengons





### ANEXO capítulo 2.1

#### Parada 1. Ses Covetes

La playa y sistema dunar de es Trenc dentro del contexto geo-estructural de la depresión de Campos.

#### Parada 2. *Búnker*

Visita de las dunas más activas del sistema dunar de es Trenc. Observación de las dunas parabólicas y del papel de la vegetación en el sistema.



#### Parada 3. es Clot de s'Arena

La arquitectura de la secuencia dunar del sistema holoceno de es Trenc es observable en una antigua cantera para la explotación de arena.

#### Parada 4. sa Barrala

Observación de dunas estabilizadas y de formas parabólicas complejas del sistema dunar de es Trenc.



#### Parada 5. es Salobrar

Zona húmeda correspondiente a una antigua albufera, hoy colmatada y con una importante actividad de explotación salinera.

#### Parada 6. es Trenc

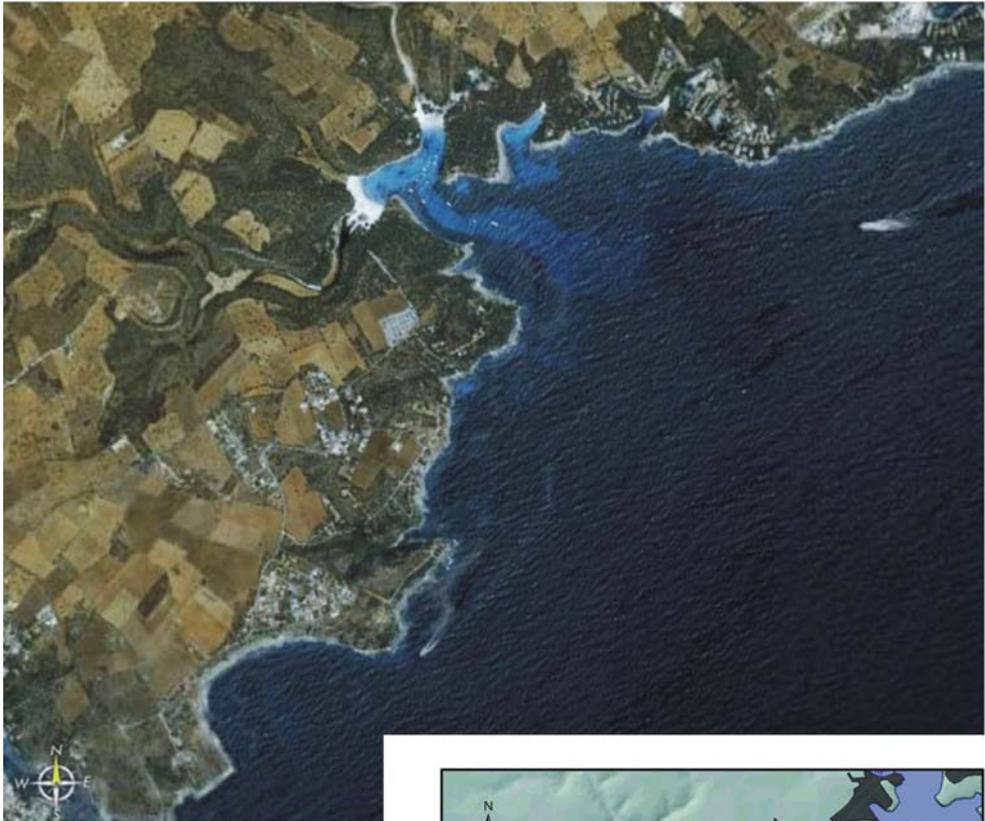
Recorrido del canal de desagüe de la antigua albufera (*trenc*), que corta el sistema playa-duna y da nombre a la zona.



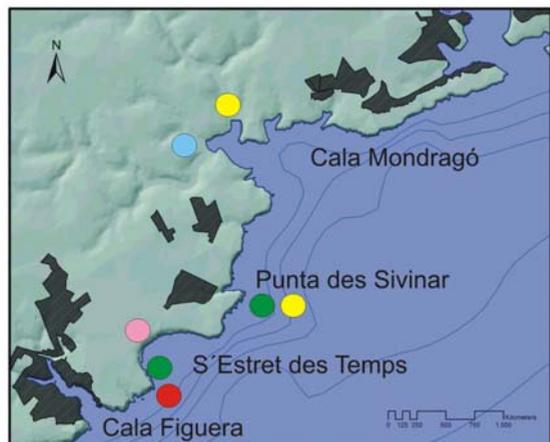
#### Parada 7. es Perengons

Observación de las características principales de la playa, con el papel que juegan las acumulaciones de restos de fanerógamas marinas en el amortiguamiento de la dinámica marina.

# Itinerario 2a. Mondragó



- Anexo 2.2 ●
- Anexo 2.3 ●
- Anexo 2.4 ●
- Anexo 2.5 ●
- Anexo 2.6 ●





### ANEXO capítulo 2.2

Parada 1. Cala Figuera – s'Estret des Temps

Observación de un acantilado vertical, de origen tectónico y fosilizado por complejos sistemas dunares, modelado sobre las calcarenitas del Mioceno superior. Los depósitos eólicos corresponden a diferentes intervalos de edad dentro del Pleistoceno y permiten datar la formación y evolución del acantilado.



### ANEXO capítulo 2.3

Parada 1. s'Estret des Temps

Procesos dinámicos de los acantilados costeros. Observación de un movimiento de masas y del papel que juega la estructura en su formación.



Parada 2. Punta des Sivinar

Organización y estructura de la zonación biológica y discusión de su trascendencia en la erosión del litoral carbonatado.



#### ANEXO capítulo 2.4

##### Parada 1. Punta des Sivinar (acantilado)

Las estructuras paleokársticas miocenas y su papel en el modelado de la costa oriental de Mallorca.



##### Parada 2. Punta des Sivinar (plataforma)

Observación de las morfologías kársticas de la plataforma de abrasión y procesos relacionados con la dinámica del acantilado.



##### Parada 3. Cala Mondragó (s'Amarador – Fonts de n'Alís)

La cala es el ejemplo paradigmático de la macroforma resultante de la combinación de los cambios eustáticos del nivel marino y las interferencias de los modelados fluvial, kárstico y litoral.



### ANEXO capítulo 2.5

#### Parada 1. s'Estret des Temps

Recorrido de los sistemas dunares pleistocenos adosados a los paleoacantilados. Se trata de dunas de frente de acantilado, cuya explotación en una antigua cantera de *marès* permite ver la evolución espacio temporal y la arquitectura de estos sistemas dunares.



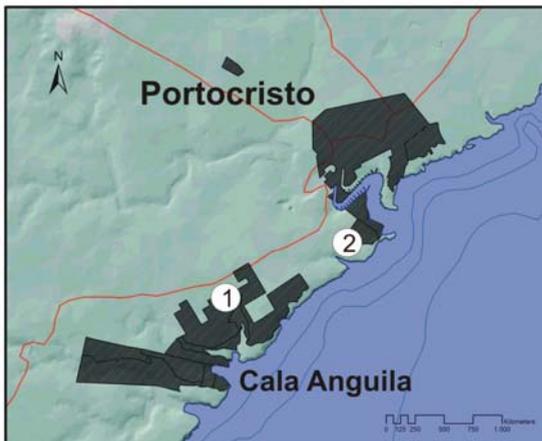
### ANEXO capítulo 2.6

#### Parada 1. Playa de s'Amarador

Observación de las características del sistema playa-duna y albufera en una cala de masiva utilización por el turismo y discusión de la problemática ambiental en su gestión.

# Itinerario 2b.

## *El endokarst de Portocristo*



Anexo 2.7

Parada 1. *Cova Genovesa*

Parada 2. *Coves del Drac*



### ANEXO capítulo 2.7

#### Parada 1. Cova Genovesa

Cavidad kárstica litoral cuyo acceso está originado por el hundimiento del techo de una gran sala. En sus cotas inferiores se alcanza un lago de aguas salobres que da paso a extensas continuaciones subacuáticas. A lo largo de las orillas del lago es posible apreciar franjas de cristalizaciones que registran el último evento interglacial.



#### Parada 2. Coves del Drac

Importante cueva costera, que representa un exponente modélico del endokarst ligado a los procesos de mezcla de aguas continentales y marinas. Su génesis es generalizable a las cavidades de toda la costa oriental de Mallorca, las cuales se caracterizan por los mecanismos de hundimiento de las bóvedas, la exuberancia en la decoración de espelotemas y la presencia de lagos de aguas salobres.



# 2.1

## EL SISTEMA PLAYA-DUNA DE ES TRENC (BAHÍA DE CAMPOS)

---

Jaume SERVERA, Antonio RODRÍGUEZ-PEREA y José A. MARTÍN-PRIETO

*Dept. Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.*

### INTRODUCCIÓN

El sistema playa-duna de es Trenc se localiza en la costa sur de Mallorca en el litoral que cierra la depresión de Campos, en la bahía del mismo nombre. El sistema ocupa una superficie total aproximada de 9 km<sup>2</sup>, de los cuales 4,5 km<sup>2</sup> están construidos por formas dunares holocénicas que se extienden a lo largo de un frente de costa arqueada de unos 6 km de longitud. Este arco arranca desde su extremo oriental en el núcleo urbano de la Colonia de Sant Jordi hasta el Club Náutico de sa Ràpita en su extremo occidental y se extiende hacia tierra una distancia de 1,5 km.

Entre estos dos núcleos se encuentra el promontorio rocoso de ses Covetes que divide todo el arco de playa en dos sectores bien definidos. El más occidental que corresponde al sector de sa Ràpita y el oriental comprendido entre este núcleo y el de la Colonia de Sant Jordi; este último sector será objeto de visita, y sobre el realizaremos un itinerario con las diferentes paradas para conocer con mayor detalle este sistema dunar (Fig. 1).

En la parte central se encuentra una zona húmeda conocida como el Salobrar de Campos. Esta zona debió funcionar como una albufera, pero actualmente está ocupada por una explotación salinera que, de forma esporádica y artificial, la inunda con agua marina.

### CONTEXTO GEO-ESTRUCTURAL DE LA DEPRESIÓN DE CAMPOS

El marco estructural donde se ubica el sistema dunar de es Trenc tiene una relación directa con la plataforma tabular finimiocénica de Lluçmajor. Esta plataforma ha estado sometida a una suave deformación general, que a grandes rasgos se caracteriza por un progresivo abombamiento en su parte central y un hundimiento de sus extremos oriental y occidental (Fig. 2).

En el costado occidental de dicha plataforma se sitúa la depresión de Palma, mientras que en el oriental se encuentra, encajada entre fallas distensivas con orientaciones principales SW-NE y SE-NW, la depresión de Campos. Esta cuenca recepciona materiales procedentes de la vertiente meridional de las Serralades Centrals y del extremo sudoccidental de las Serres de Llevant. Otros autores consideran que la génesis de estos depósitos se debe a un posible hundimiento tectónico, ya que los estratos miocenos subyacentes aparecen horizontales y sin deformaciones (Butzer, 1962; Rosselló, 1964).

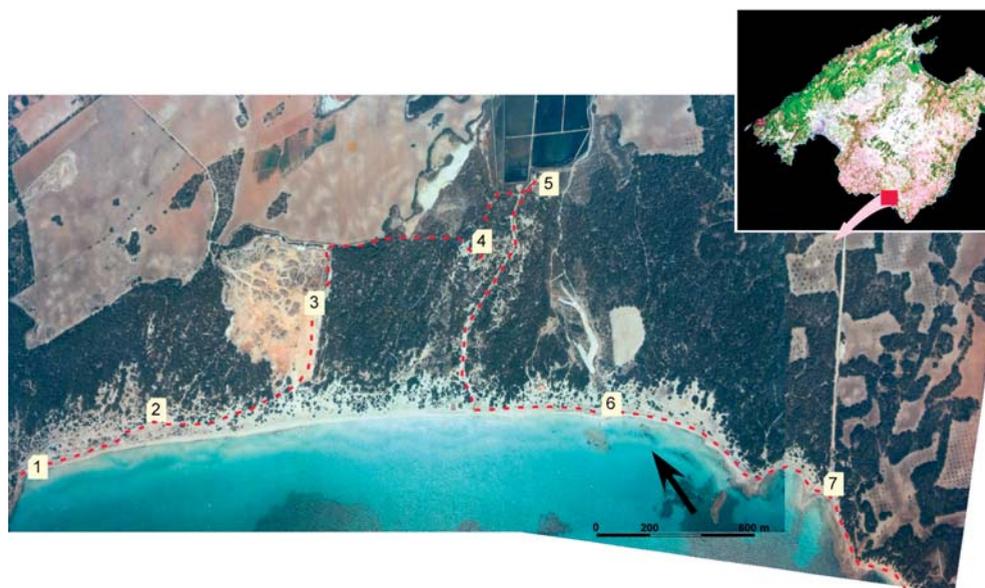


Figura 1. Localización del sistema dunar de es Trenc y del itinerario con las diferentes paradas (ver anexo 2.1).

A lo largo del Cuaternario, la zona de laguna del Salobrar, y debido a las diferentes regresiones y transgresiones marinas, ha actuado como una bahía. Así, en su registro paleontológico hay una presencia netamente lacustre, de forma ininterrumpida, desde su formación hace unos tres millones de años hasta la actualidad, mostrando una alternancia de ambientes palustres y marinos adaptados al medio salobre (Mateu *et al.*, 1982). Esta zona presenta procesos de inundación natural procedentes de escorrentía superficial y no de origen marino, por lo que no podemos hablar de una formación de albufera, ni tampoco de restinga dunar respecto al conjunto de dunas holocenas que la separa de la costa (Rosselló, 1969).

Las oscilaciones del nivel del mar también han dejado registro geomorfológico en el Morro de Son Coves (junto a los baños de la Font de Sant Joan) donde existe un paleocantilado con presencia de una balma excavada por el oleaje (Butzer, 1962) y una pequeña playa fosilizada (Rosselló, 1975).

## ESTRUCTURA DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA DE LAS BALEARES

Los sistemas dunares en el archipiélago balear muestran unas características comunes, en los que podemos diferenciar tres sectores dinámicos, que normalmente se presentan paralelos a la costa (Figs. 3, 4 y 5 y capítulo 1.3).

Comenzando desde la parte alta de la playa, tenemos el primer cordón de dunas delanteras (*foredunes*), de gran dinamismo, formando un cordón más o menos continuo a lo largo de la playa. El segundo sector, que denominamos como dunas móviles o semiestabilizadas y que cabalgan sobre formas más antiguas. Su característica principal es el predominio de dunas parabólicas simples. Finalmente, el sector más interno corresponde a

dunas estabilizadas, con un menor grado de dinamismo y totalmente fijadas por la vegetación. Su característica principal es la presencia de dunas parabólicas compuestas.

### PLAYA Y CORDÓN DE FOREDUNES

Como sistema playa-duna, no presenta sustanciales diferencias con el resto de sus homónimos de Baleares (véase el capítulo 1.3). La parte sumergida de la bahía de Campos constituye la prolongación hacia el mar de la suave topografía del ámbito subaéreo. Este hecho implica que la batimetría de la plataforma continental no supere una pendiente del 1 % (Servera, 1997). Esta disposición batimétrica favorece la presencia y desarrollo de amplias superficies colonizadas por praderas de *Posidonia oceánica*, la cual constituye la principal “fábrica de sedimento” de procedencia autóctona, así como de otras comunidades productoras de sedimento.

El sedimento que encontramos en el ámbito actual de la playa corresponde en un 92,4 % a unas facies de arenas bioclásticas, frente a una fracción litoclástica del 7,2 % (la mayoría corresponde también, a litologías calcáreas). El mayor porcentaje de bioclastos corresponde a los indiferenciados (69 %) y el resto a foraminíferos (14,7 %), bivalvos (4,5 %) y briozoos (1,6 %) (Jaume y Fornós, 1992).

Actualmente el conjunto playa-duna presenta un balance fuertemente desequilibrado, desequilibrio que se ha visto incrementado en las últimas décadas debido, sobre todo, a un

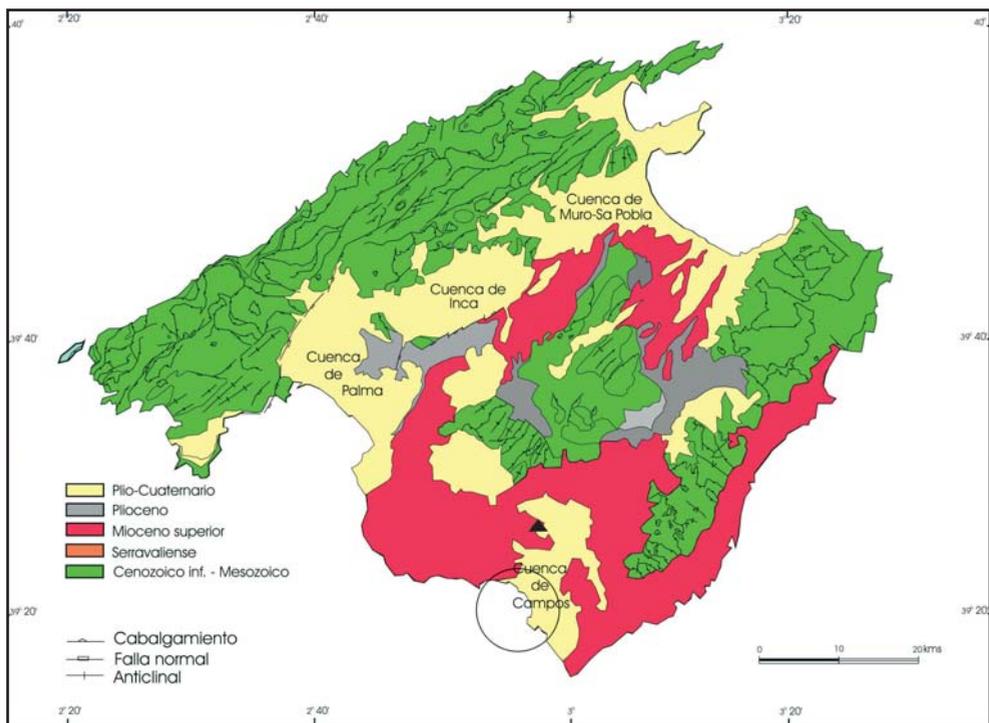


Figura 2. Esquema estructural de la isla de Mallorca según Gelabert (1998). El círculo se encuentra sobre la bahía de Campos y el triángulo localiza los Baños de Sant Joan.

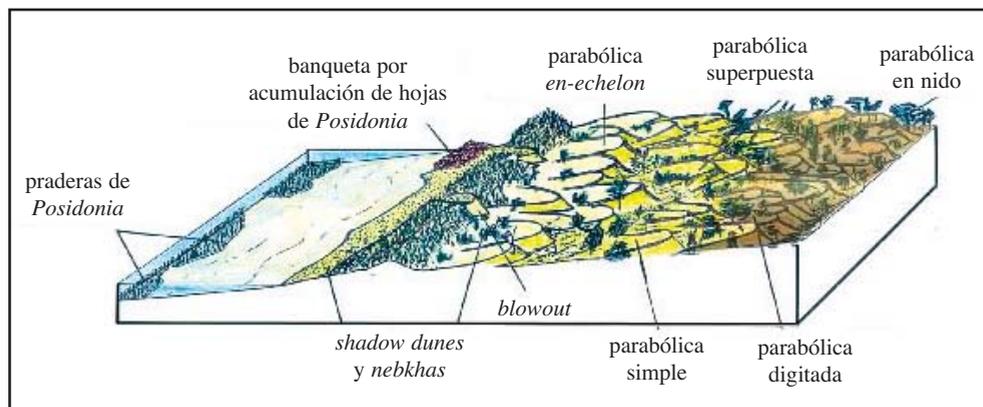


Figura 3. Estructura de los sistemas playa-duna de las islas Baleares.

aumento considerable en el número de usuarios tanto de la playa, como de las dunas. Un testimonio presente de la evolución de la duna lo constituyen los diferentes búnkers distribuidos a lo largo de la playa. Estas edificaciones construidas en los años 40, estaban ubicadas y enterradas por razones de camuflaje en la duna. En la actualidad se puede apreciar como muchos de ellos están exhumados y aparecen sobre la misma playa, aspecto que revela el retroceso y degradación de la *foredune* en un espacio de tiempo relativamente corto.

Como ya señalamos, este desequilibrio está básicamente provocado por actuaciones antrópicas, que abarcan desde la invasión de la duna por los usuarios que caminan sin ningún tipo de control, hasta la retirada con maquinaria pesada de los restos de hojas de *Posidonia* depositadas sobre la playa. En otras ocasiones, la reducción de la superficie de la playa hace que se quiera ganar espacio, a costa de la duna, para poder instalar las hamacas y las zonas de ocio contratadas. En ocasiones se traslada arena de la duna a la playa con maquinaria pesada y se crea un talud casi vertical en el cordón de *foredunes*.

Desde un punto de vista dinámico y estructural, el cordón de *foredunes* presenta numerosas discontinuidades y una elevada degradación consecuencia de la fuerte presión antrópica. También se observa una fuerte desestabilización de las comunidades vegetales propias de este sector litoral que, a su vez, conlleva la pérdida de la zonación vegetal. La destrucción de partes del cordón de *foredunes* se traduce en la formación de *blowouts* que invaden el sector de las dunas semiestabilizadas.

## DUNAS PARABÓLICAS MÓVILES Y SEMIESTABILIZADAS

El sector de dunas móviles y semiestabilizadas ocupa una superficie aproximada de 86 ha. Se extiende a lo largo de una franja heterogénea, cuya anchura oscila entre los 75/150 m, y que se sitúa a continuación del cordón de *foredunes* a lo largo de todo el sistema dunar. Su continuidad se ve rota por una gran extracción de arena (Clot de s'arena) en el centro del sistema dunar. Entre la *foredune* y este sector, aparecen formas erosivas simples tipo *hummocks*, y otras acrecionarias gracias a la vegetación, como son las *nebkhas* y *shadow dunes*, formando una especie de zona de transición.

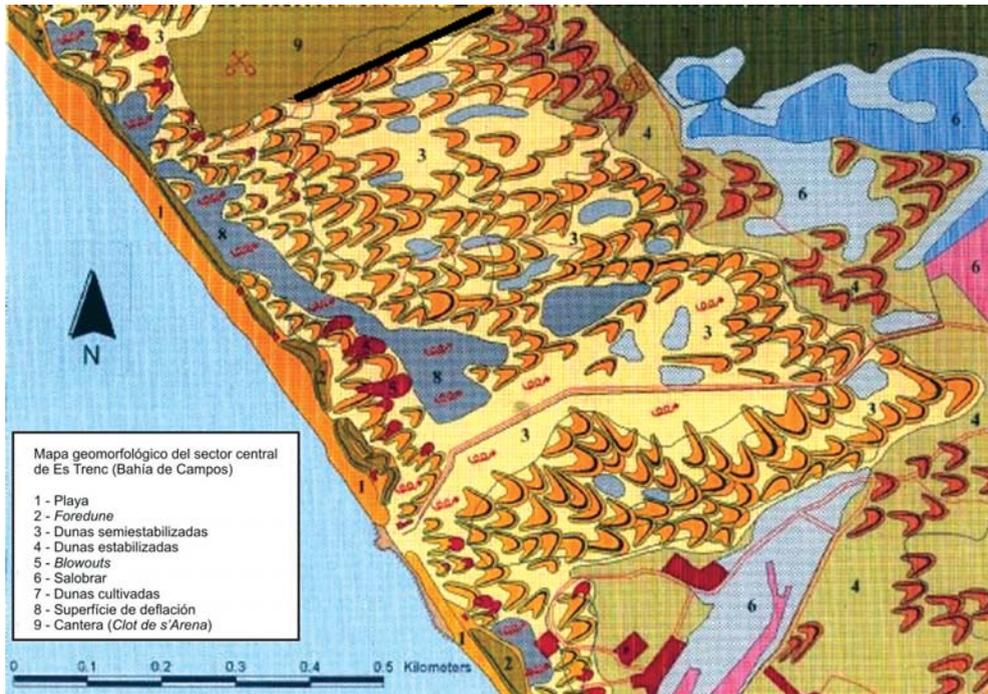


Figura 4. Sector comprendido entre el Clot de s'Arena y es Trenc (parte inferior de la figura). La sección descrita en la parada 3 (ver anexo 2.1) se representa por medio de una línea continua en la parte superior de la figura.

Las formas individuales son dunas parabólicas que tienen potencias que oscilan entre los 3 y 5 m y que se superponen sobre formas de episodios eólicos previos. Mantienen una dirección de sus ejes centrales entre  $34$  y  $101^\circ$ , siendo la dirección predominante la de  $67^\circ$  (el 41 %). Esta orientación pone de manifiesto su formación a partir de vientos de componentes SW y W.

El sector en que nos encontramos, es una zona que muestra un alto grado de formas erosivas del tipo *blowout* como consecuencia de la presión antrópica elevada debido a la proximidad del núcleo urbano de ses Covetes, único punto de acceso al sistema dunar, además de por la degradación de sector de *foredunes*.

Dentro del sector de dunas semiestabilizadas, podemos observar una agrupación de formas confluentes que presentan una disposición peculiar debido a su formación a partir de dos direcciones de vientos SW y NW (Figs. 4, 5 y 9). Este punto es conocido como la Serra des Colls y se sitúa entre el canal artificial que alimenta las salinas y éstas. El resultado es la superposición, en su parte central, de las dunas provenientes de una y otra dirección en forma de lóbulo. Este complejo dunar no presenta apenas formas en su parte central, mientras que las que lo rodean se disponen, como ya hemos señalado, en direcciones divergentes desde el centro hacia el exterior, superando una potencia de 10 m en su parte más elevada. Esta disposición y la distribución de las dunas que la rodean, nos hace suponer que la zona central actúa como un canal del viento litoral.

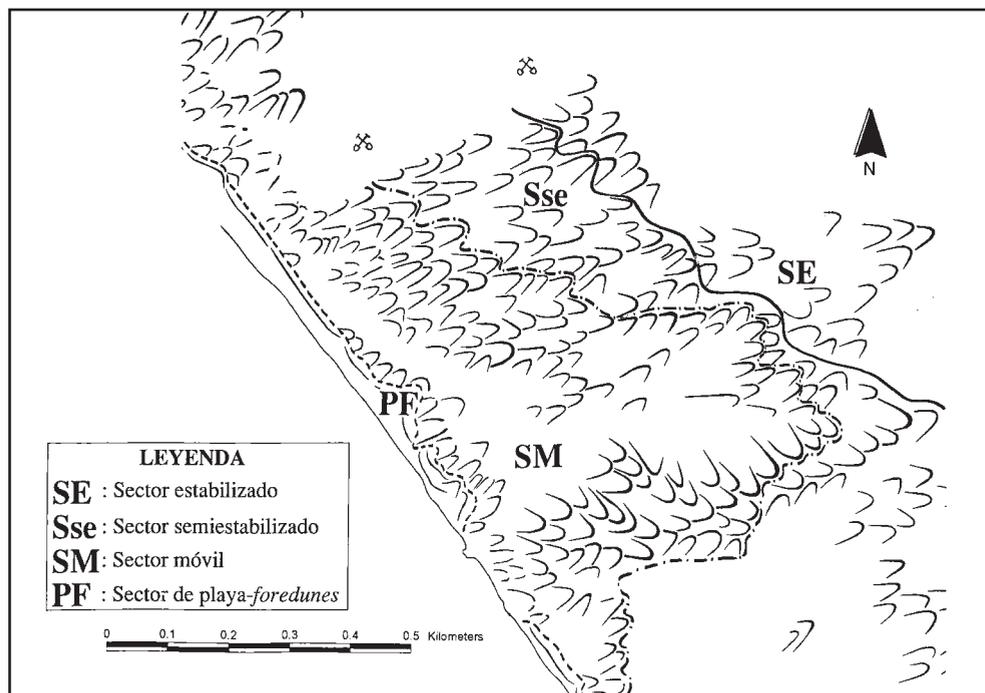


Figura 5. Organización, según el grado de estabilización, del sector comprendido entre el Clot de s'Arena y es Trenc. La línea corresponde a la sección descrita en la parada 3 (ver anexo 2.1).

La mejor hipótesis para explicar esta arquitectura dunar se sustenta en el paralelismo con es Trenc actual (rotura del sistema dunar por desbordamiento del humedal posterior) (parada 6, anexo 2.1) y se formula en base a la idea de que esta zona constituye un *trenc* fósil, actuando en su momento como punto de rotura en el proceso de desagüe de la zona húmeda.

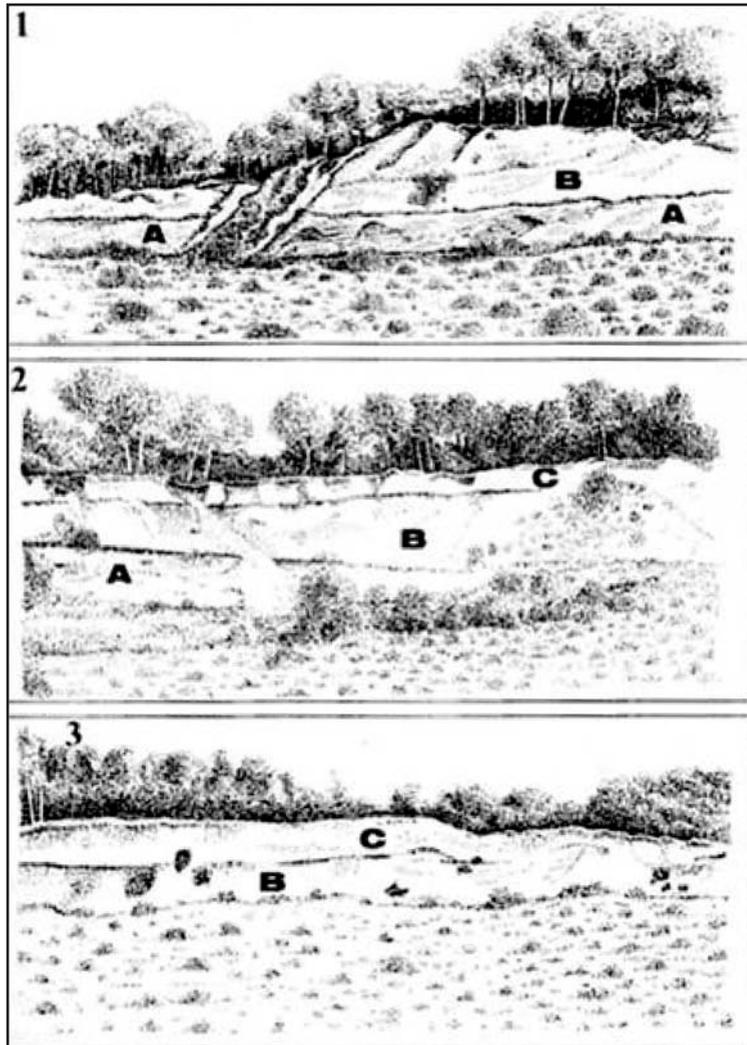
## SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA DEL SISTEMA DUNAR HOLOCENO

En las Islas Baleares se pueden relacionar las fases constructivas de los campos dunares con pulsaciones del nivel del mar a lo largo del Holoceno. En la bahía de Campos, la construcción del sistema dunar muestra tres pulsaciones eólicas, cada una de ellas relacionada con periodos de bajada relativa del nivel del mar. Dado el conocimiento del comportamiento eustático de Mallorca durante el Holoceno, parece claro que el máximo *flandriense* tuvo lugar hace unos 6.500 años BP (Servera y Pons, 2006). Según el registro sedimentario que analizaremos en esta parada, desde este máximo *flandriense* hasta la actualidad han tenido lugar dos oscilaciones que han colocado el nivel del mar por encima del actual. Ambos fenómenos eustáticos se han producido en el tiempo de mayor a menor entidad, lo que ha permitido que las oscilaciones más recientes no hayan eliminado el registro sedimentario de la anterior.

La cantera del Clot de s'Arena presenta, a lo largo de su talud oriental, un magnífico ejemplo de un corte vertical, transversal con respecto a la línea de costa (Fig. 6), que pone

Figura 6.

Secuencia vertical holocena del Clot de s'Arena. Véase su situación en la Fig. 4.



de manifiesto el registro sedimentario holocénico dunar. La secuencia eólica holocena presenta tres unidades separadas por dos niveles de paleosuelos y el objetivo de esta parada es observar la textura y composición de cada uno de los niveles y definir su caracterización sedimentológica. Para su identificación tales niveles serán enumerados de abajo hacia arriba: el primer nivel eólico lo identificaremos como nivel A, B el intermedio y C el superior. Los niveles de paleosuelos los hemos nominado como 1 el situado entre los niveles A y B, mientras que el 2 es el situado entre los niveles B y C.

**Nivel A:** presenta una granulometría gruesa y poco clasificada, la asimetría muestra una tendencia hacia arenas finas, mientras que la curtosis presenta una curva normal. En cuanto a la composición, esta se caracteriza, también, por ser mayoritariamente bioclástica (76,8%), con predominio de indiferenciados como fracción más representativa. La fracción

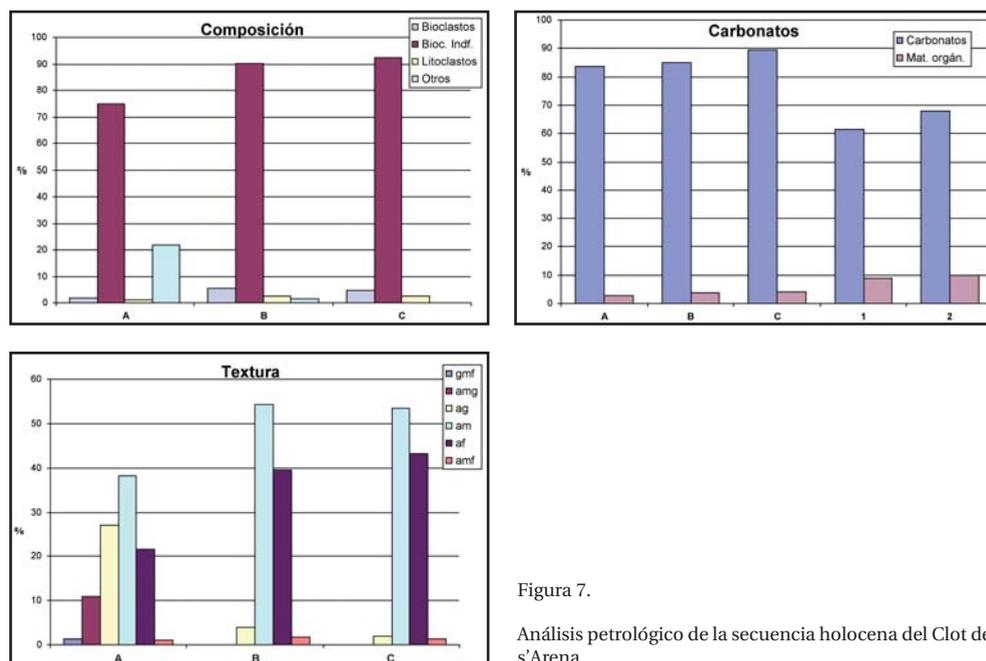


Figura 7.

Análisis petrológico de la secuencia holocena del Clot de s'Arena.

clasificada, como en otros casos, corresponde a partículas de agregados, configurados por bioclastos de diferentes dimensiones cementados entre ellos, se trata de la muestra más antigua y litificada. En cuanto a la clasificación mineralógica por difracción presentan predominio de calcita y aragonito. La composición química está dominada por carbonatos, siendo este nivel el que menor valor presenta (83,5 %) (Fig. 7).

**Nivel B:** presenta una granulometría más fina que la del nivel A, así como una mejor clasificación. En cuanto a la asimetría también muestra valores superiores y, por lo que respecta a la curtosis, presenta una curva platicúrtica o muy platicúrtica. La composición, al igual que el nivel A es mayoritariamente bioclástica (95,7 %), siendo la fracción indiferenciada la mayoritaria. Por lo que respecta al contenido en carbonatos éste sigue siendo mayoritario con un 85 % (Fig. 7).

**Nivel C:** este nivel presenta una caracterización petrológica similar al nivel B. La composición, al igual que en los otros dos, es bioclástica (97,2 %), siendo la fracción indiferenciada la mayoritaria. El contenido en carbonatos es el más elevado de los tres niveles con un 89,5% (Fig. 7).

**Suelos 1 y 2:** son suelos que muestran una mayor presencia de fracción fina y un grado de edafización incipiente, ya que fueron fosilizados sin haber sufrido procesos edafogénicos importantes. El nivel 1 (el más antiguo) presenta una mayor proporción de arcillas y una menor representación de arenas, hecho que hace pensar en un nivel edáfico más evolucionado (Fig. 7). Ambos suelos presentan un contacto superior plano y abrupto con respecto al nivel dunar que se les superpone, mientras que el contacto inferior es más difuso.

Como conclusión del análisis de la secuencia puede señalarse que el sedimento que conforma el sistema dunar de es Trenc corresponde a arenas biogénicas carbonatadas, con

un tamaño de grano que va de medio a fino; el mayor porcentaje de granos presenta una naturaleza biológica no identificable y el de litoclastos es prácticamente despreciable. El análisis no permite establecer diferencias significativas entre los depósitos eólicos más antiguos y los más recientes.

Desde el máximo *flandriense* hasta la actualidad, los cambios ambientales no supusieron modificaciones importantes en la dinámica litoral ni tampoco en la “fábrica” de sedimento. Idea que se sustenta en las casi nulas diferencias citadas en el registro sedimentológico respecto de los niveles A, B y C. Sólo la magnitud de los volúmenes de sedimentos dejados en cada episodio eólico evidencian una duración y rango diferente de las oscilaciones del nivel del mar, desde el máximo *flandriense* hasta la actualidad. Así, desde el nivel A al C, hay una considerable y progresiva reducción de la superficie que ocupan cada uno de los episodios eólicos (Fig. 8), hecho que puede manifestar una menor duración y un menor rango de oscilación marina cuanto más reciente es ésta. A pesar de la falta de diferencias físicas y químicas en el sedimento que forma la estratigrafía holocena, la clara identificación de los niveles A, B y C separados por niveles de palesosuelos, pone en evidencia cambios remarcables en la morfodinámica eólica de este sistema dunar a lo largo del Holoceno.

## DUNAS PARABÓLICAS ESTABILIZADAS

Las dunas estabilizadas constituyen el sector más interno del sistema y en parte han sido objeto de roturación para su uso agrícola. Ocupan una superficie de aproximadamente 227 ha y se superponen a cuerpos eólicos pleistocénicos, observables en numerosas extracciones de bloques de eolianitas, conocidos popularmente en Baleares como *marés*.

A este sector de dunas holocénicas corresponden las dos primeras pulsaciones eólicas relacionadas con fases regresivas a lo largo del Holoceno desde el máximo *flandriense* (Fig. 8). La primera de ellas, que da lugar a las formas más internas, ocupa una franja de entre 500/700 m y llega a una distancia aproximada de 1,5 km de la línea de costa en su parte central. Se organizan en dunas parabólicas compuestas, fácilmente observables en fotografía aérea en las zonas cultivadas (Fig. 8). Por lo que respecta a su dinámica, están totalmente estabilizadas y presentan en su parte interna un incipiente grado de litificación, en el que se puede apreciar parcialmente una estratificación cruzada.

La segunda oscilación marina dio lugar a un cordón de formas que corre paralelo a la línea de costa, localizado entre el episodio anterior y las *foredunes* (Fig. 8). Un poco más estrecho que el episodio anterior, ocupa una franja de entre 400 y 700 m. Se trata también, de dunas parabólicas compuestas muy estabilizadas y con cobertura total de vegetación.

En ambos casos, la pendiente de las morfologías se suaviza en respuesta a un transporte en suspensión producido por un proceso tipo *grainfall*; el sedimento es retenido por la vegetación arbórea que deja caer el sedimento como si fuera lluvia. El tipo de dunas parabólicas compuestas que aparecen son mayoritariamente de los tipos digitados, en nido y superpuestos (Fig. 9).

## EL SALOBRAR. UN SISTEMA DE ALBUFERA MEDITERRÁNEA COLMATADA

La zona lagunar salobre de Campos (Figs. 1, 4 y 8) se sitúa en una plataforma pleistocénica sobre la que se producen aportaciones tanto marinas como continentales. Su origen se remonta a procesos de regresión marina de hace unos 3 millones de años. Desde enton-



Figura 8. Pulsaciones holocenas en el sistema dunar de es Trenc.

ces hay una presencia de fauna netamente lacustre de manera ininterrumpida hasta la actualidad (Mateu *et al.*, 1982). Esto demuestra que ha existido una aportación hidrológica continental, permitiendo el desarrollo de lagunas semiendorreicas, como atestigua la presencia en los registros fósiles de poblaciones de organismos eurihalinos. Sondeos de hasta 200 m de profundidad en la zona, muestran que desde los -165 m ya aparecen elementos claramente continentales y sobre todo desde los -155 m, restos dulceacuícolas. Las biocenosis características de esta zona han permanecido inalterables durante los últimos 2 millones de años.

La dinámica natural del sistema es la típica de una depresión litoral en una fase de colmatación muy avanzada, debido, sobre todo, a la deposición de sedimentos terrígenos que acompañan los episodios torrenciales. La separación de la costa es considerable: la franja dunar ocupa un mínimo de aproximadamente 775 m. Las aguas que se acumulan año tras año son de origen torrencial y atmosférico. La única conexión directa con el mar se produce durante episodios torrenciales extremos en los que la corriente rompe (*trencar*) la barra dunar en el punto conocido como es Trenc.

Para analizar la situación actual del Salobrar hay que tener en cuenta el hecho fundamental de la presencia de las salinas. La construcción de éstas, en los años 50, ocasionó

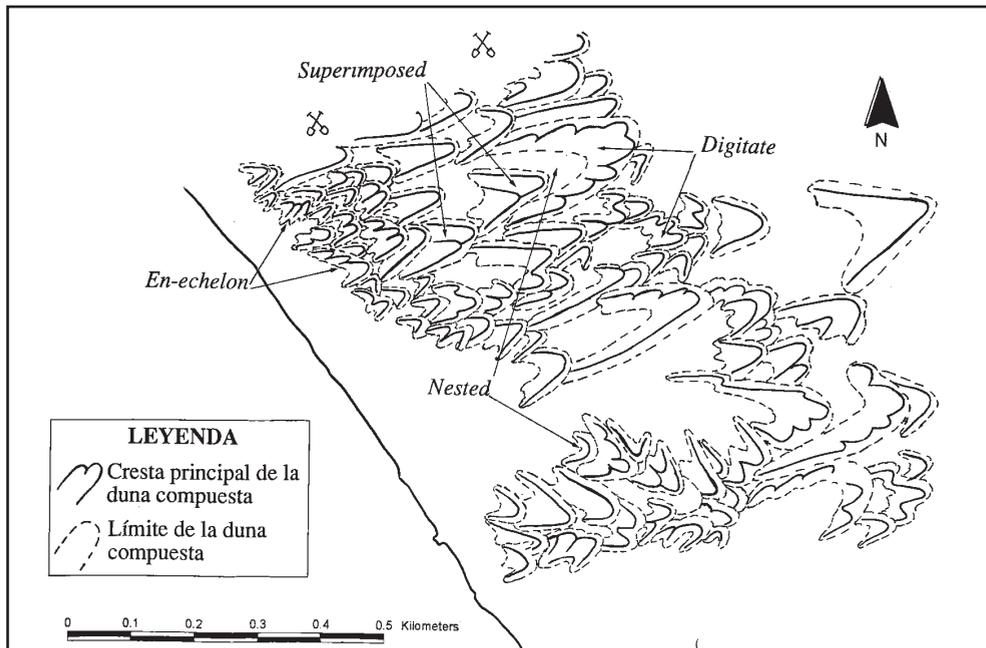


Figura 9. Organización de las dunas parabólicas compuestas del sector comprendido entre el Clot de s'Arena y es Trenc.

cambios drásticos en la dinámica de la zona, y la práctica de inundar el Salobrar con agua marina ha provocado variaciones extremas en el mismo. Las características observables en la actualidad difieren bastante de las originales debido a la explotación de las salinas, con la introducción de caudales masivos de agua marina y su posterior evaporación controlada. Las salinas son estanques muy someros acondicionados artificialmente para la circulación controlada y la evaporación de agua. El agua marina se introduce a través de un canal mediante bombeos temporales desde la costa. El agua bombeada alcanza el extremo NW de las salinas por gravedad; en ese punto vuelve a ser bombeada para comenzar su trasiego a través de los diferentes estanques por gravedad, controlada por compuertas, diques y canales hasta completar el proceso de cristalización artificial.

Los aportes de agua marina provocan la presencia a lo largo de todo el canal de flora y fauna marinas así como de sus restos. Los estanques y canales de las salinas son impermeables y cualquier aporte voluntario o involuntario de aguas desde los canales o estanques de las salinas a zonas cercanas implica la presencia de agua marina o hipersalina. En cuanto a la vegetación actual del Salobrar, ésta se halla condicionada, en gran parte, por la práctica de inundarlo como laguna de precalentamiento. Las plantas superiores que se han instalado tras decenas de años de inundación con aguas marinas, son las únicas capaces de soportar tales concentraciones de sales, así como periodos prolongados de sequedad. En concreto se trata casi exclusivamente de plantas arbustivas del género *Arthrocnemum*.

Este género es el único que sobrevive en las zonas más bajas e inundables del Salobrar. Sólo al incrementarse un poco la cota, llegan a aparecer otras especies correspondientes a condiciones ambientales no tan extremas: *Juncus acutus*, *J. maritimus* y *Phragmites australis*. Sólo en las zonas menos expuestas al encharcamiento encontramos árboles del

género *Tamarix*. Estos árboles, aunque perfectamente adaptados a aguas salobres, no toleran grados de salinidad marinos o superiores.

### ES TRENC. SISTEMA DE DRENAJE POR AVENIDAS

Esta cuenca es una de las mayores de Mallorca (cerca de 400 km<sup>2</sup>) y los aportes hídricos a la zona del Salobrar se deben al agua de escorrentía de la cuenca. Al ser la zona más deprimida del llano de Campos, confluyen en ella una serie de cursos fluviales, siendo los más importantes el Torrent de Son Catlar y el Torrent de Son Xorc (Fig. 10).

Sin embargo y debido a la poca pluviometría de la zona y a la alta infiltración de la cuenca, durante los años de lluvias normales o reducidas, los aportes superficiales al Salobrar por parte de su cuenca son mínimos. No obstante, con elevadas pluviometrías, la confluencia de los torrentes en la marisma del Salobrar (que habitualmente no tiene una comunicación con el mar), provoca, tal y como hemos señalado, la ruptura de la barra dunar, en lo que se conoce como es Trenc.



Figura 10.

Cuenca de Campos. Superficie y distribución de la red torrencial.

### EL PAPEL DE LAS BERMAS VEGETALES DE *POSIDONIA OCEANICA* EN LA PROTECCIÓN DE LA PLAYA SUBAÉREA

La *Posidonia oceanica* es una fanerógama marina endémica del mar Mediterráneo que habita preferentemente sobre sustrato blando, en una profundidad variable entre 0,5 y 40 m. Se caracteriza por tener raíces, rizomas y hojas; éstas, que tienen unas dimensiones entre 0,8 y 1,5 cm de ancho por 80 y 120 cm de largo, crecen en haces (de 4 a 8 hojas por haz) y cada planta puede llegar a tener hasta varios centenares de hojas por m<sup>2</sup>. Su desarrollo horizontal sobre el sustrato es tal, que da lugar a praderas que se extienden decenas de km<sup>2</sup> por todo el litoral, pero de forma especial frente a las playas arenosas.

La pradera de *Posidonia oceanica* se comporta como un bosque caducifolio, es decir, la planta pierde una parte importante de sus hojas en otoño, coincidiendo con el inicio de los temporales y es sustituida a inicios de la primavera por nuevas hojas, en un ciclo que se repite año tras año.

De esta pérdida de hojas muertas, una parte es arrastrada por el oleaje a las zonas más profundas de la plataforma continental, pero la mayor parte (aproximadamente un 70%) es transportada y acumulada por el oleaje sobre la playa subaérea, en el límite superior de la zona de batida del oleaje (*swash zone*). Al ser el Mediterráneo un mar sin mareas (el rango oscila entre 20-30 cm), se produce un fenómeno característico de cualquier playa mediterránea, que es la acumulación sobre la playa de las hojas muertas de la *Posidonia*, formando una especie de berma vegetal o *banquette*.

Esta berma vegetal llega a alcanzar una altura superior a 1 m por una anchura que oscila entre 1 m y varias decenas de metros. Se extiende hacia tierra, formando una compacta y espesa capa de materia orgánica, arena y agua. Esta *banquette* o berma vegetal, tiene una doble función. En primer lugar, ejerce una protección sobre la playa subaérea frente al ataque de los temporales. En segundo, produce una reducción de la velocidad de la ola rota debido a la mayor viscosidad del agua mezclada con restos de hojas, que amortigua el choque de la ola en la *banquette* o berma.

Actualmente y a causa de la afluencia turística, las hojas de *Posidonia* acumuladas en la playa son retiradas sistemáticamente durante casi todo el año, ya que su presencia resulta supuestamente una molestia. Esta extracción se realiza en Mallorca, con maquinaria pesada, lo cual provoca por una parte la fácil erosión de la playa y por otra, la destrucción del pie de la duna, tanto por la propia máquina como por la acción del oleaje que, debido a la desprotección de la playa, es capaz de erosionar la duna. Se pierde también una importante cantidad de sedimento que no retornará jamás al sistema al ser retirado junto con la propia planta, acrecentándose además el problema por la forma en que se realizan las labores de limpieza (Servera y Martín, 1996). Marbá y Duarte (1996) estiman que con esta metodología, tiene lugar una pérdida de 3 kg de arena por cada kg de hoja seca. Estudios realizados por Asensi y Servera (2004) en la bahía de Alcudia, cuantificaron en un 23 % el contenido sedimentario de tales materiales retirado en acumulaciones situadas en la parte posterior de la playa. Roig *et al.* (2004) establecen, para la isla de Menorca, volúmenes de pérdida sedimentaria del 2-5 % al analizar directamente los depósitos de las bermas retiradas.

Otros aspectos negativos relacionados con este tipo de extracción de la *banquette* son el deterioro de las primeras comunidades vegetales que forman y mantienen la parte frontal de los sistemas dunares. Su retirada, conlleva una fuerte salinización de la primera línea vegetal y la pérdida de la fuente más importante de materia orgánica de estas comunidades. Estas actuaciones llevan consigo la reducción de las poblaciones de algunas especies nitrófilas típicas de la *foredune* (Gil, 1989).

## CONCLUSIONES

Los depósitos litorales de la bahía de Campos permiten observar los caracteres principales de los sistemas playa-duna de las Baleares. El conjunto de la playa y las dunas de es Trenc nos muestra, a pesar de una presión antrópica estacional muy fuerte que deteriora los elementos más cercanos a la playa, el papel de la *Posidonia oceanica* en la formación y mantenimiento de la playa y las dunas, así como la estructuración y gradación de las formas dunares.

Podemos reconocer el primer cordón de *foredunes* y, tras él, las dunas móviles y semiestabilizadas. Sus formas parabólicas simples, primero, y compuestas, después, pueden observarse tanto en la cartografía realizada como en campo, a pesar de la dificultad de la cobertura vegetal. El itinerario propuesto en el anexo 2.1 también permite prestar atención a las dunas estabilizadas que conforman las partes más internas del sistema playa-duna, sus morfologías compuestas por formas más suaves, y finalmente también permite analizar las relaciones entre el sistema dunar y el humedal del Salobrar. Las avenidas más importantes llegan a romper la barra dunar y permiten la salida del agua al mar, pero a la vez condicionan, en su recuperación, la distribución de los complejos dunares. Así, podremos reconocer tanto la salida actual de las aguas de avenida, como una hipotética salida anterior. Por último, la arquitectura de todo el conjunto parece reflejar al menos dos pulsaciones transgresivas desde el máximo *flandriense*.

## BIBLIOGRAFÍA

- Asensi, M. y Servera, J. (2004). Aproximació a la quantificació de la pèrdua de sediment e platja amb la retirada mecànica de les bermes vegetals de *Posidonia oceanica*. En Pons, X. (Ed.): *IV Jornades de Medi ambient de les Illes Balears*. Soc. Hist. Nat. Balears. Palma-Maó. 87-91.
- Butzer, K. W. (1962). Coastal geomorphology of Majorca. *Ann. Assoc. Am. Geographers* 52, 191-212.
- Butzer, K. W. y Cuerda, J. (1962). Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean sea. *Journal of Geology* 70 (4): 399-416.
- Chessa, L. A., Fuster, V., Fernández, C., Mura, F., Pais, A., Pergent, G., Serra, S. y Vitale, L. (2000). Contributions to the knowledge of "banquettes" of *Posidonia oceanica* (L.) Delile in Sardinia Island. *Bio. Marin. Medit.* 7 (2): 35-38.
- Diviacco, G., Tunesi, L. y Boudouresque, C. F. (2006). Feuilles mortes de *Posidonia oceanica*, plages et réensablement. En Boudouresque C.F., Bernard G., Bonhomme P., Charbonnel E., Diviacco G., Meinesz A., Pergent G., Pergent-Martini C., Ruitton S., Tunesi L. (Eds.) : *Preservation et conservation des herbiers a Posidonia oceanica*. Ramoge Pub., 61-69.
- Duarte, C. M. (2004). How can beaches be managed with respect to seagrass litter?. En Borun, J.; Duarte, C. M.; Krause, D. y Greve, T. M. (Eds.): *European seagrasses: an introduction to monitoring and management*. M&MS Project, 83-84.
- Falco, G., Baroli, M., Simeone, S y Piergallini, G. (2002). *La rimozione della Posidonia dalle spiagge: conseguenza sullastabilità del litorali*. Progeto ARENA. Fondazione IMG-CMI-Onlus. Oristano, 18 pp.
- Gelabert, B. (1998). *La estructura geológica de la mitad occidental de la Isla de Mallorca*. Tesis Doctoral. Memorias del IGME. Madrid. 129 pp.
- Gil, Ll. (1989). *La vegetación de las dunas de sa Ràpita (Campos-Mallorca)*. Departament de Biologia Ambiental, Universitat de les Illes Balears. Inédito
- Grimalt, M. y Rodríguez, A. (eds.) (1991). *Libro-Guía de las Excursiones de las VII Jornades de Campo de Geografía Física*. Servei de Publicacions de la UIB. Palma.
- Jaume, C. y Fornós, J.J. (1992). Composició i textura dels sediments de platja del litoral mallorquí. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 35: 51-61.
- Llobera, M. y Servera, J. (1994). *Informe geomorfológico y ambiental de la zona de la platja des Trenc y Salobrar de Campos*. Gabinet d'Anàlisi Ambiental i Territorial.- Palma.
- Marbá, N. y Duarte, C. M. (1997). Interannual changes in seagrass (*Posidonia oceanica*) growth and environmental change in the Spanish Mediterranean littoral. *Limnology and Oceanography* 42, 800-810.
- Mateu, G., Ramón, G., Moyà, G., García, G. y Ramis, C. (1982). *Estudio ecológico del salobrar de Campos (Mallorca), Cala Tirant-Salines Velles (Menoría, Ses Salines (Ibiza) y s'Estany Pudent (Formentera)*. Consell General Interinsular. Palma
- Rodríguez-Perea, A., Servera, J. y Martín, J.A. (2000). *Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial continuada: informe Metadona*. Col·lecció Pedagogia Ambiental, 10. Servei de Publicacions i Intercanvi Científic de la UIB. Palma.
- Rosselló, V. M. (1964). *Mallorca el Sur y Sureste*. Gráficas Miramar. Palma, 553 pp.
- Rosselló, V. M. (1969). El Litoral de Es Trenc (Sur de Mallorca). *Ann. Univ. Murcia* 27 (1-2): 223-246.
- Rosselló, V. M. (1975). El litoral de Mallorca. *Trabajos de Geografía* 27-19-40.
- Roig, F. X. (2001). El conocimiento de la *Posidonia oceanica* y sus funciones ecológicas como herramienta de gestión litoral en la realización de encuestas a los usuarios de playas y calas de la isla de Menorca. *Papeles de Geografía* 34, 271-280.
- Roig, F. X., Rodríguez-Perea, A., Martín, J. A. y Comas, E. (2004). Primeres estimacions en taxes de pèrdua sedimentària dels sistemes platja-dua per la retirada de bermes de *Posidonia oceanica*. En Pons, X. (Ed.): *IV Jornades de Medi ambient de les Illes Balears*. Soc. Hist. Nat. Balears. Palma-Maó 82-83.
- Roig, F. X. y Martín, J. A. (2005). Efectos de la retirada de bermas vegetales de *Posidonia oceanica* sobre las playas de las islas Baleares: consecuencias de la presión turística. *Investigaciones Geográficas* 57, 40-52.
- Servera, J. (1997). *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesis doctoral inédita.- Universitat de les Illes Balears.- Palma.
- Servera, J. y Martín, J. A. (1996). Análisis y causas del retroceso de la línea de costa del arenal de sa Ràpita (Mallorca). En Granal, A. y Pagés, L. (Eds.): *Cuadernos*. Lab. Xeol. Laxe-SEG, Coruña 21, 877-890.
- Servera, J. y Pons, G. (2006). Trets mineralògics i texturals de la seqüència dunar holocena de la depressió de Campos (Mallorca). En *Geomorfología Litoral i Quaternari: homenatge a Joan Cuerda*. Soc. Hist. Nat, Balears. En prensa.

# Anexo 2.1

## *Itinerario y paradas complementarias*

Para este itinerario a través del sistema dunar de es Trenc, y su mejor comprensión y conocimiento, se han establecido un total de siete paradas (Fig. 1). No obstante, durante todo el itinerario podremos ir conociendo aspectos que pueden relacionarse con varias paradas a la vez, como por ejemplo los sectores de dunas semiestabilizadas y estabilizadas o la *foredune*, que iremos observando a lo largo de toda la playa.

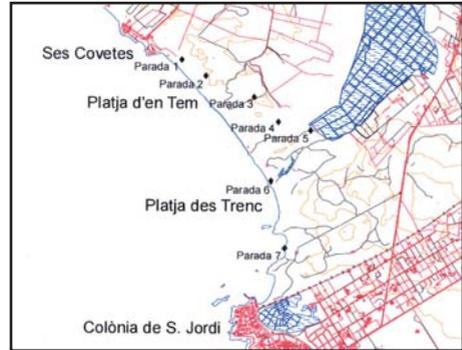


Figura 1. Localización de las paradas previstas en el itinerario.

### **Parada 1. Ses Covetes**

Se trata de una parada introductoria (Fig. 2) en la que, aparte de describir el contexto geo-estructural de la depresión de Campos (ver Fig. 2 del capítulo 2.1) se describe la playa y las *foredunes*.



Figura 2. Visión general de la playa de es Trenc desde ses Covetes. En el primer plano se aprecian afloramientos rocosos y en la playa acumulaciones de restos de *Posidonia oceanica*. En la parte superior se reconocen búnkers de defensa y, al final de la fotografía, las construcciones correspondientes a la sala de bombeo para el abastecimiento de agua de mar a las salinas.



Figura 3. Foto oblicua del sistema playa-duna de es Trenc. En el primer plano, a la izquierda, pueden observarse instalaciones de baño sobre el cordón de *foredunes*, mientras que a la izquierda se reconoce uno de los búnkers. Tras él se observa una depresión que corresponde a una antigua cantera (es Clot de s'Arena) (parada 3) y al fondo las salinas que ocupan la zona húmeda de es Salobrar. En el horizonte se recortan los relieves de las Serres de Llevant, fosilizados por la plataforma miocena de la Marina de Migjorn.



Figura 4. Visión hacia la playa desde la zona de dunas móviles y semiestabilizadas. En primer plano un canal de deflación que deja al descubierto un conjunto de raíces.



Figura 5. Detalle de la zona de dunas estabilizadas.

En primer lugar se recorre un tramo de playa, acrecionario a favor del promontorio rocoso de ses Covetes. Después observaremos el primer cordón de *foredunes* y las afecciones que sobre ellas produce una frecuentación estival excesiva y descontrolada. Podrá verse también, el escalón producido por la repetición de las labores de limpieza, así como las rupturas de dicho cordón y la presencia en ellas de *blowouts*. El itinerario continúa por un camino de servicio que se encaja en la depresión existente tras el mencionado cordón; a nuestra izquierda encontramos la zona de dunas móviles y semiestabilizadas, objeto de la siguiente parada.

### Parada 2. *Búnker*

El primer sector dunar que se presenta en esta parada incluye las formas más activas del sistema. No obstante, las morfologías iniciales son las más degradadas por las actividades estivales; reconocerlas pie a tierra es más difícil que hacerlo desde el aire, tanto en fotos verticales como oblicuas, por ello la Fig. 3 permitirá hacernos una mejor idea de los elementos que la componen. En ella se observa tanto el tramo del itinerario correspondiente a esta parada, como el cordón transversal. El detalle de la cartografía geomorfológica (NE de la Fig. 4 del capítulo 2.1) nos permite completar la visión de campo de estas dunas móviles, ya que reconocerlas en el terreno sigue siendo complicado.

Conviene ascender a las crestas más altas para poder observar sus formas. Desde allí se observan con claridad tanto los canales de deflación, como las caras de ava-

lancha de las dunas parabólicas. También se reconoce en esta zona el papel de la vegetación, mayoritariamente arbustiva, tanto como elemento de fijación como cuando se ve desbordada por el avance de las arenas.

### Parada 3. Es Clot de s'Arena

En esta parada se analiza, gracias a un corte vertical de una antigua cantera de arena, una sección del sistema dunar. En las Figs. 4 y 5 del capítulo 2.1 se localiza el corte estudiado, mientras que en la Fig. 6 del mismo capítulo, se han representado las características principales de tal sección. Desde que se efectuó la recuperación de la antigua cantera hasta la actualidad, la sección se ha ido revegetando y ha sufrido pequeñas avalanchas, por lo que en algunos puntos resulta más difícil reconocer la arquitectura recogida en el dibujo.

La descripción de la secuencia dunar y el análisis de su edad se recoge en el capítulo 2.1 por lo que se remite al lector a dicho capítulo.



Figura 6. Vista aérea de es Trenc, rompiendo el sistema playa-duna y drenando la zona húmeda de es Salobrar (al fondo). A la izquierda puede verse el pequeño canal que alimenta de agua de mar las salinas de es Salobrar y que, a la vista de la disposición de las morfologías dunares (Figs. 4 y 5 del capítulo 1.3), puede interpretarse como un antiguo canal de desagüe. La explanada a la derecha de la imagen corresponde a un aparcamiento privado para el acceso a la playa. En primera línea se aprecian tanto las instalaciones estivales como la acumulación de restos de *Posidonia oceanica*, depositados por el oleaje y amontonados a causa de su retirada con maquinaria pesada.



Figura 7. Banqueta vegetal de restos de *Posidonia oceanica* en la playa de es Trenc.

#### Parada 4. Sa Barrala

El sector de dunas estabilizadas se sitúa en la zona más interna del sistema dunar. Sus formas son parabólicas complejas (Fig. 9 del capítulo 2.1) muy suavizadas y cuya dinámica actual se limita a recibir una lluvia de sedimento durante los temporales más importantes. La cobertura arbórea es casi total, como puede observarse en la Fig. 5.

#### Parada 5. Es Salobrar

En esta parada pueden reconocerse algunas de las características de la zona húmeda que flanquea el sistema dunar por su zona más interna. Muy alterada por las instalaciones para la explotación de la sal, se observa tanto una vegetación modificada por los aportes hipersalinos del funcionamiento de las salinas como, en las zonas más alejadas de los estanques, especies más clásicas de las zonas húmedas con aguas salobres.

#### Parada 6. Es Trenc

La Fig. 6 ilustra perfectamente la cuenca de Campos y su sistema de drenaje, con una gran zona de acumulación hídrica en es Salobrar. Separada del mar por el sistema playa-duna, cada avenida representa la inundación de la zona baja de la cuen-

ca y la ruptura periódica de los depósitos litorales. Esta parada permite recorrer dicha salida desde la zona húmeda hasta la playa, a lo largo de la morfología que da nombre al sistema (*es Trenc*).

### **Parada 7. Es Perengons**

El recorrido de la costa entre es Trenc y la Colonia de Sant Jordi, permite reconocer el papel de los restos de *Posidonia oceanica* en la protección litoral y en la acreción sedimentaria de la playa. Especialmente en la zona de es Perengons (punto 7 de la Fig. 1) la no limpieza mecánica nos permite observar como los restos vegetales amortiguan el oleaje y posibilitan el crecimiento de la playa. La comparación con las zonas vecinas en las que se retiran dichos restos con maquinaria pesada, demuestra de forma espectacular el papel de estas plantas en el mantenimiento natural de la playa.

# 2.2

## EL PAPEL DE LA ESTRUCTURA EN LA FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DE UN ACANTILADO COSTERO DEL SURESTE DE MALLORCA (ILLES BALEARS)

---

Bernadí GELABERT, Pau BALAGUER, Joan J. FORNÓS y Lluís GÓMEZ-PUJOL

*Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.*

### INTRODUCCIÓN

El acantilado costero es uno de los elementos más comunes en la geomorfología litoral de la isla de Mallorca, ocupando el 80% de los 623 km lineales de litoral. A pesar de ello, muy pocos estudios han tratado su origen y su evolución posterior, tanto dentro de un contexto global (Trenhaile, 1987; Sunamura, 1992) como dentro del marco de la Península Ibérica (Yébenes *et al.*, 2002; Zazo *et al.*, 2001). Los escasos estudios se han centrado además en lugares caracterizados por altos acantilados y amplias plataformas marinas con un régimen macro-mareal (Trenhaile, 1980; Gray, 1988, Sunamura, 1992; Cano *et al.*, 1999; Stephenson y Kirk, 1998).

El acantilado costero puede estudiarse desde dos puntos de vista diferentes, pero complementarios. El primero se relaciona con la perspectiva evolutiva, la cual considera un origen primario del acantilado costero, relacionado directamente con su localización tectónica a gran escala (Griggs y Trenhaile, 1994), su estructura geológica, su naturaleza litológica y su historia geológica reciente (Trenhaile *et al.*, 1999). El segundo punto de vista tiene una perspectiva dinámica que enfatiza los procesos (tipo e intensidad) que operan sobre las costas rocosas. La acción del oleaje, la meteorización química, la bioerosión, la contracción-expansión mecánica y los movimientos en masa son algunos de estos procesos (Sunamura, 1992), aunque éstos actúan en escalas espaciales y temporales diferentes. De este modo, el debate se centra actualmente en si el acantilado costero es el producto de la erosión marina o de la erosión subaérea (Stephenson, 2000 a, b; Trenhaile, 2002).

Hasta el presente, en Mallorca, el estudio de la evolución del acantilado se ha centrado en tres aspectos: 1) la monitorización del acantilado, con el seguimiento de los episodios de caídas de rocas y de la desintegración granular de la pared del acantilado (Balaguer, 2005); 2) la influencia de la bioerosión (Villanueva *et al.*, 2000); y 3) el cálculo de las tasas de erosión a partir de técnicas de campo como el “micro-erosion meter” (MEM) y el “laser-scanner” (LS) (Gómez-Pujol, 2006). Actualmente, miembros de nuestro equipo estudian el retroceso del acantilado a partir del empleo de cartografía y fotografía aérea de años o épocas diferentes, partiendo de la metodología de los trabajos de Moore (2000) y Lahousse y Pierre (2003).

La particularidad del presente trabajo radica en que trata del origen y la evolución de un acantilado dentro de un régimen micro-mareal. Asimismo se propone por primera vez un origen tectónico del acantilado, a partir del estudio de una serie de perfiles sísmicos de reflexión, y también un intervalo de tiempo para su edad de formación. En definitiva, los objetivos de este estudio son: 1) dilucidar el origen del acantilado, 2) cuantificar en la medida de lo posible su tasa de retroceso, y 3) discernir si el proceso principal que modela el acantilado es la erosión marina o la subaérea.

## CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA ZONA

La costa de la parte oriental de la isla de Mallorca (Fig. 1) se caracteriza por la presencia casi continua de un acantilado costero de 30 km de longitud y una altura variable entre 5 y 56 m. El trazado del acantilado se interrumpe únicamente en las incisiones que efectúan los torrentes que desembocan al mar, dando origen a las calas. El acantilado costero se ha modelado en las calizas arrecifales del Mioceno superior y las eolianitas del Pleistoceno, ambas dispuestas horizontalmente. En cuanto a la topografía submarina cercana al acantilado (Fig. 1) destaca una zona de mayor pendiente hacia el SE ( $8^\circ$ ) adyacente al acantilado de unos 175 m de anchura, a partir de la cual hay un pequeño escalón de orden métrico que lleva a una zona de suave pendiente ( $3^\circ$ ) hacia el SE (Fig. 1).

## METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos previstos se planteó una campaña de oceanografía marina. El registro continuo de la información y su proceso con el sistema de navegación y adquisición de datos HYPACK, consistió en la obtención de datos de posicionamiento mediante un equipo de recepción GPS Diferencial TRIMBLE AgGPS 132, a los que se unieron los

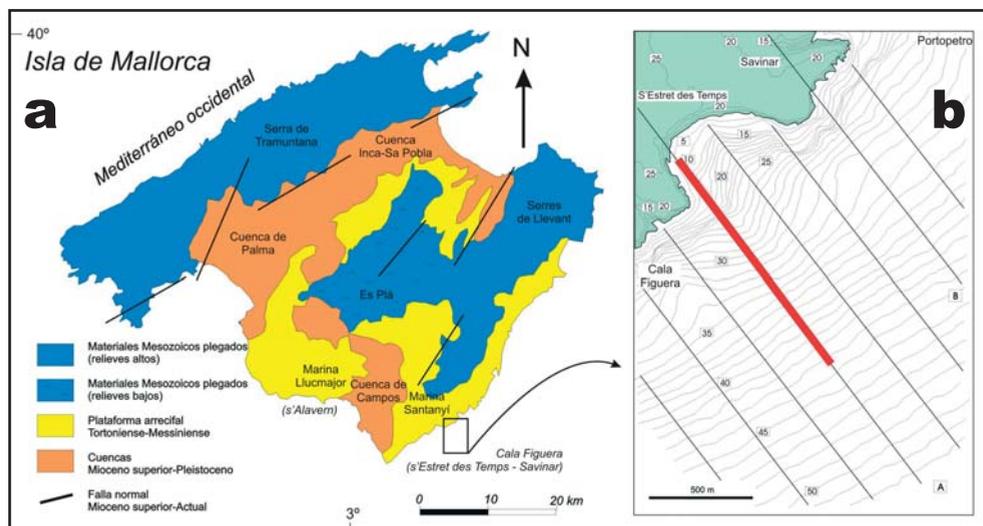


Figura 1. a) Esquema geológico de la isla de Mallorca y localización general de la zona de estudio. b) Topografía y batimetría detallada de la zona de estudio con la posición de los transectos de batimetría y sísmica realizados. El perfil sísmico de la Fig. 2 se realiza con trazado grueso.

datos batimétricos adquiridos con una sonda acústica ECHOTRAC-DF 3200 con una resolución de  $\pm 5$  cm que posteriormente fueron corregidos con los datos proporcionados por el mareógrafo del Instituto Español de Oceanografía instalado en el puerto de Palma. A estos valores se añadieron los datos obtenidos mediante un equipo de sismica continua por reflexión de alta resolución Geopulse (175 J), con una penetración media (75 – 100 m) y una gran resolución (0,3 – 0,4 m).

En total se analizaron en el área objeto de estudio, en el SE de Mallorca (s'Estret des Temps), entre Cala Figuera y Portopetro, un total de 51 km de recorrido (Fig. 1b) distribuidos en 21 perfiles paralelos perpendiculares a la línea de costa y separados entre sí 200 m, y uno paralelo a la misma.

De los perfiles obtenidos se han calculado los parámetros morfométricos de los acantilados, que junto con las dataciones obtenidas mediante termoluminiscencia y carbono-14, han permitido obtener las tasas de retroceso medio del acantilado. Los valores así obtenidos, se han comparado con los datos de erosión del acantilado aportados por Balaguer (2003) para la misma zona, correspondientes a la erosión por desintegración granular y deslizamientos en masa.

## RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS EN EL ACANTILADO

En la zona de estudio el acantilado tiene una altura aproximada de 20 metros, es prácticamente vertical y en él afloran los materiales del Mioceno superior y Pleistoceno que presentan una disposición horizontal y unos planos de estratificación muy marcados (Fornós y Pomar, 1982). En la base del acantilado, afloran las calizas arrecifales que presentan una superficie de karstificación en su techo (Fornós, 1999). Sobre esta superficie se dispone una secuencia alternante de calcarenitas y calcisiltitas, de entre 5 y 10 m de espesor, que caracterizan un ambiente de *lagoon* interno. La secuencia carbonatada transgresiva finaliza con un nivel masivo de unos 15 m de espesor formado por calizas oolíticas con estromatolitos. Desde un punto de vista geomorfológico, es de resaltar la diferente respuesta a la erosión mecánica marina de los materiales más blandos de facies lagunar respecto al nivel superior más duro de calizas.

Discordante sobre los depósitos carbonatados del Mioceno aflora una secuencia formada por una alternancia de conglomerados y brechas de origen coluvial y de calcarenitas de origen dunar. Depósitos continentales similares han sido descritos por Nielsen *et al.* (2004) al sur de la zona de estudio y han sido datados mediante técnicas de termoluminiscencia y magnetoestratigrafía. Las excursiones inversas de la polaridad indican que la secuencia representa un intervalo de tiempo comprendido entre los 420 y los 260 ka (es decir, dentro del Pleistoceno medio). Los datos de luminiscencia recogidos por Nielsen *et al.* (2004) indican una edad de  $333 \pm 70$  ka en la base y de  $275 \pm 23$  ka en el techo de la secuencia. Estos datos sugieren que el techo de la secuencia del acantilado se inició durante el MIS 11 y finalizó con anterioridad al MIS 5e (Nielsen *et al.*, 2004).

El segundo aspecto estratigráfico destacable en la zona de estudio es la presencia de dunas adosadas al acantilado, que evolucionan desde las clásicas dunas eco hacia las dunas rampantes (Clemmensen *et al.*, 1997). Su potencia puede alcanzar los 23 m y registran la captura, por parte del acantilado, de la arena carbonatada marina transportada tierra adentro por el viento. Estos depósitos dunares están recubiertos por depósitos de rampa coluvial y finalmente por dunas ascendentes.

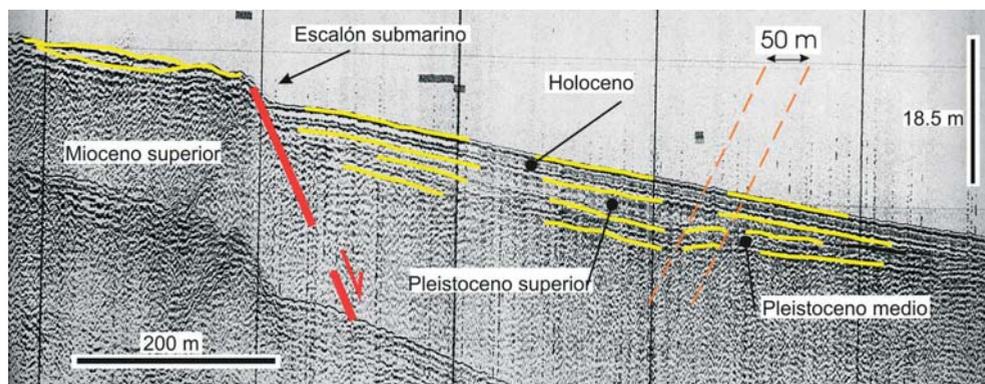


Figura 2. Perfil sísmico de reflexión tipo de la zona de estudio. Situación en la Fig. 1.

Butzer (1975) emplazó esta eolianita adosada al acantilado dentro del “hemiciclo B” formado durante el último periodo glacial. La eolianita recubre una serie de terrazas marinas (con depósitos marinos asociados) formadas durante el último periodo interglacial (Butzer y Cuerda, 1962), sugiriendo una correlación con el MIS 5a. Dataciones mediante radiocarbono de conchas marinas y arena carbonatada, así como conchas terrestres pertenecientes a los depósitos coluviales (Clemmensen *et al.*, 2001), indican que la acumulación de estos depósitos tuvo lugar durante el MIS 3 (40 ka). Los datos de luminiscencia de los mismos autores dan unas edades más antiguas (aproximadamente 60 ka), aunque también apoyan el hecho de que estos depósitos eólicos se formaron durante el último periodo glacial.

## CONTROL ESTRUCTURAL

En la Fig. 2 se puede observar el perfil sísmico tipo de la zona estudiada (localización en la Fig. 1). En él se puede apreciar claramente un escalón del fondo del mar que se ha interpretado como una falla extensional con buzamiento hacia el E.

El modelo seguido para la identificación de la morfología de la falla normal interpretada en el perfil sísmico es el de Xiao y Suppe (1992) de evolución del *rollover* y de los sedimentos sintectónicos asociados.

En este modelo, el bloque superior se deforma por colapso creando un pliegue a causa de las inflexiones de la falla. Según el mismo, una superficie axial activa nace de cada punto de inflexión de la falla. Las superficies axiales son las que limitan paneles donde las capas presentan un buzamiento constante. Las superficies axiales activas son el lugar de plegamiento activo y se encuentran fijas al bloque inferior. Las superficies axiales inactivas se encuentran fijas al bloque superior y viajan con él durante el desplazamiento.

Durante el colapso, la superficie axial activa mencionada está orientada paralelamente a la dirección de movimiento de cada partícula relativa al bloque superior. La dirección de colapso del bloque superior coincide con la falla normal antitética o sintética, o con la dirección de las superficies de fricción de Coulomb, orientadas entre 20° y 25° respecto al máximo esfuerzo principal, que en el caso de la deformación extensiva es subvertical. El ángulo de 23° (es decir, 67° respecto la horizontal) es el que se aplica en el modelo y está basado en medidas del ángulo de fricción interna en estudios de mecánica de rocas

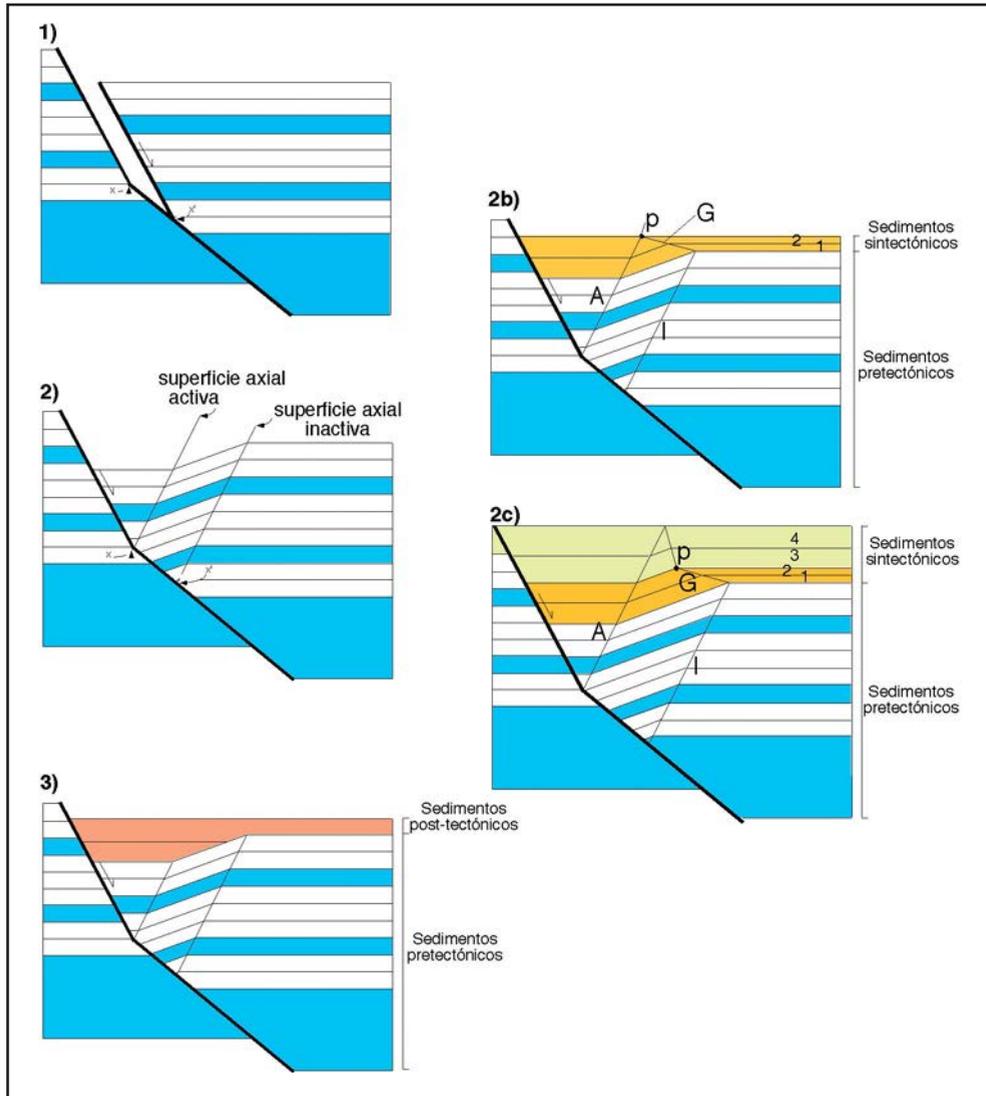


Figura 3. Modelo de deformación del bloque superior de una falla normal con una inflexión cóncava. Si la roca fuera, de una forma irreal, lo suficientemente fuerte, se abriría un hueco al desplazarse el bloque superior (1). En realidad el bloque superior colapsa. El colapso se da en la dirección de la falla normal antitética y es paralelo a la superficie axial (2), formando un pliegue. El mismo modelo con sedimentos sintectónicos se presenta en 2b y 2c, siendo la relación tasa de sedimentación/tasa de desplazamiento de la falla mayor en el caso 2c que 2b. En el apartado 3, el pliegue es fosilizado por sedimentos post-tectónicos. Comparar el caso 3 con el perfil sísmico de la Fig. 2.

(Suppe, 1985). El colapso se da en la dirección de la cizalla antitética para las inflexiones cóncavas de la falla normal (Fig. 3) mientras que para las inflexiones convexas se da en la dirección de la cizalla sintética.

Las superficies axiales siempre se generan a pares, ya que los puntos de interrupción de los bloques superior e inferior también se generan a pares. De este modo, a cada superficie axial activa le corresponde otra inactiva.

La Fig. 3 muestra el efecto de los sedimentos sintectónicos en la morfología del pliegue. La superficie axial inactiva (I) se reorienta al entrar dentro de los sedimentos sintectónicos, los cuales reflejan la progresiva reducción hacia el techo de la amplitud del panel que llega a ser cero en la actual superficie deposicional, donde coinciden las superficies axiales activa (A) e inactiva (I). La superficie axial que conecta estas dos superficies axiales se denomina superficie axial de crecimiento (*growth axial surface*; Suppe *et al.*, 1992). La superficie axial de crecimiento (G) registra en cada capa la posición de la superficie axial activa en el tiempo de la sedimentación. Por ejemplo, la partícula p, depositada a lo largo de la superficie axial activa en la Fig. 3 (2b), cae a lo largo de la superficie axial de crecimiento en un estadio posterior de la deformación (Fig. 3-2c). La inclinación de esta superficie axial de crecimiento depende de la relación entre la tasa de sedimentación y la tasa de desplazamiento a lo largo de la falla: el buzamiento es mayor con un incremento de la sedimentación y decrece con un aumento del desplazamiento de la falla. En la Fig. 3 (2c) se observa cómo los niveles estratigráficos 3 y 4 corresponden a un periodo donde la tasa de sedimentación respecto a la de desplazamiento era mayor que durante el depósito de los niveles 1 y 2. La superficie axial activa de crecimiento (G) refleja claramente el repentino aumento de la tasa de sedimentación mediante un súbito aumento en su inclinación.

En el caso de que se produzca el desplazamiento de la falla sin sedimentación sincrónica asociada, la superficie axial de crecimiento tendrá la misma inclinación que el panel situado entre las superficies axiales activa e inactiva. La sedimentación posterior al desplazamiento de la falla se dispondrá discordantemente sobre el pliegue producido por el desplazamiento (Fig. 3-3).

El modelo de falla extensional lo hemos aplicado al perfil sísmico mencionado. En él se observa cómo el fondo marino forma un claro escalón submarino. El escalón delimita dos

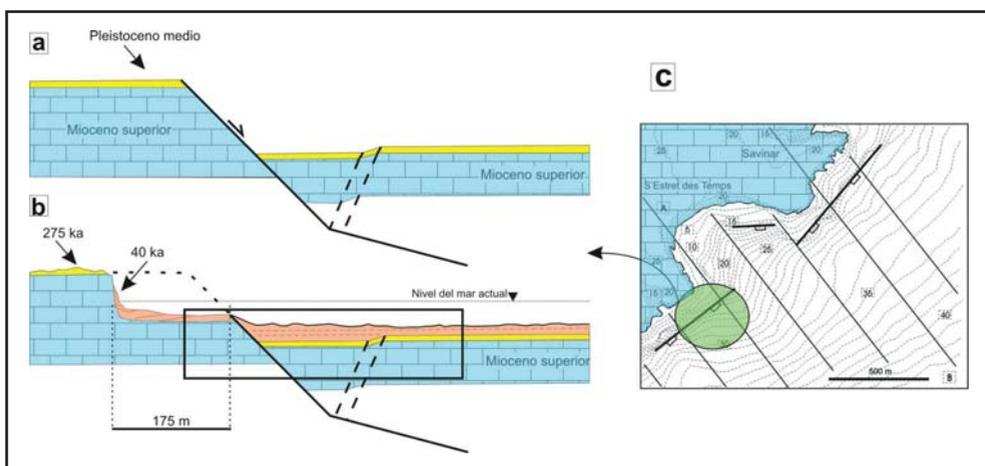


Figura 4. Cortes geológicos evolutivos del acantilado costero. a) Pleistoceno Medio. b) Actual (el rectángulo se corresponde con el perfil sísmico de la Fig. 2. c) Mapa con las principales fallas normales interpretadas de la zona de estudio.

zonas de reflectores sísmicos con distintos atributos. Al norte del escalón, los reflectores inferiores tienen una geometría desorganizada, los reflectores medios son paralelos y de baja frecuencia y alta amplitud y los reflectores superiores (también de baja frecuencia y alta amplitud) *onlapan* los reflectores infrayacentes. Al sur del escalón se pueden diferenciar cuatro unidades: 1) la inferior presenta una geometría desorganizada; 2) la segunda unidad consiste en reflectores muy continuos de alta amplitud y baja frecuencia, buza hacia el SE y está ligeramente plegada; 3) la tercera unidad contiene reflectores transparentes; y 4) la unidad superior consiste en reflectores con buzamiento uniforme hacia el SE, de gran continuidad, alta amplitud y baja frecuencia.

De acuerdo con el modelo expuesto, interpretamos el escalón del fondo del mar en el perfil sísmico, como una falla extensional con buzamiento hacia el E, sin sedimentos sintectónicos asociados y que produce la estructura en semigraben observada en el perfil. La subsidencia inducida en el bloque superior, debido al movimiento a lo largo de la falla, produce un espacio de acomodación en el semigraben (Shaw *et al.*, 1997) que es rellenado con las unidades transparentes (tercera) y la superior; se trata de unidades posteriores al movimiento de la falla. La segunda unidad, ligeramente plegada, y la primera son unidades anteriores al movimiento de la falla. La amplitud del panel plegado se corresponde con el salto de la falla, el cual es de 50 m. De este modo suponemos que el origen del acantilado costero se debe al movimiento de esta falla normal.

## EVOLUCIÓN PLEISTOCENA

Una vez definido el origen del acantilado por la presencia de una falla normal interpretada en el perfil sísmico (Fig. 2), hemos de calcular la tasa de retroceso del acantilado a partir del momento de su formación. Como se ha explicado anteriormente, las relaciones estratigráficas entre las calcarenitas del Mioceno y las dos sucesiones de eolianitas permiten el establecimiento de la edad de formación así como de la evolución del acantilado. En este sentido, el Mioceno está recubierto por una secuencia de eolianitas de edad Pleistoceno Medio (275 ka es la edad más joven obtenida por Nielsen *et al.*, 2004), que se depositaron anteriormente a la formación del acantilado (Fig. 4). El acantilado está fosilizado por otro conjunto de dunas frontales que datan del Pleistoceno superior (40 ka, según Clemmensen *et al.*, 2001). De este modo, el inicio y posterior retroceso del acantilado ha tenido lugar entre los 275 ka y los 40 ka.

En el análisis a gran escala (Fig. 4), la tasa media anual de retroceso del acantilado es de  $0,74 \text{ mm a}^{-1}$ , teniendo en cuenta que el retroceso se ha producido durante 235 ka, esto es entre los 275 y los 40 ka (la distancia entre el acantilado actual y el escalón submarino –que se corresponde con la falla extensional– es de aproximadamente 175 m).

A partir de los datos aportados por el análisis de los espeleotemas freáticos en cuevas costeras de Mallorca (Fig. 5), se realizó (Tuccimei *et al.*, 2006) el gráfico de las oscilaciones del nivel del mar durante los últimos 250.000 años. Este periodo comprende dos episodios glaciales donde la acción erosiva del mar sobre nuestro acantilado fue prácticamente nula. El último episodio glacial presenta una bajada del nivel del mar de -135 m, indicando una localización de la línea de costa unos 15 km mar adentro de la localización actual. De este modo, los procesos marinos no afectaron el acantilado en estudio durante los periodos con nivel del mar bajo. Si consideramos que el retroceso del acantilado tuvo lugar principalmente durante los periodos con nivel del mar alto en el MIS 5 (aproximadamente 31 ka), el cual en el caso de Mallorca representa un nivel del mar entre 1,5 y 2,5 m por encima del

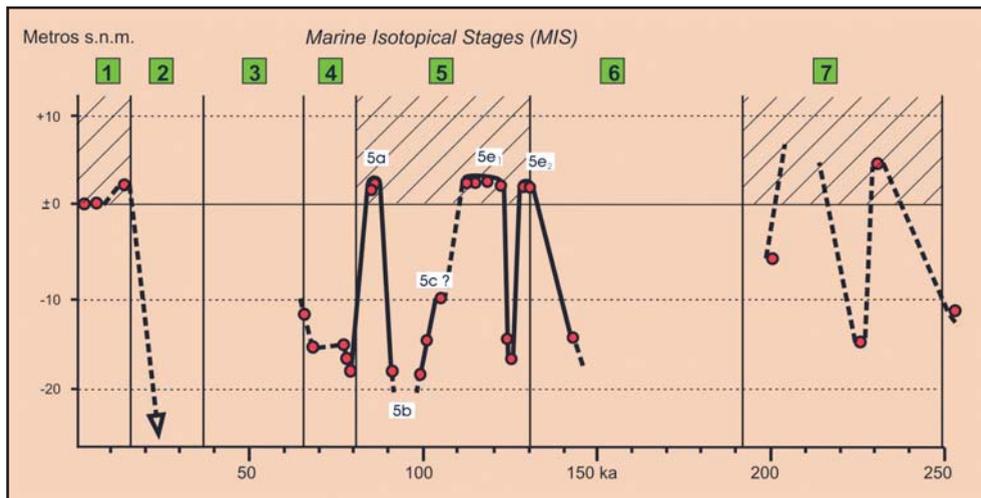


Figura 5. Curva del nivel del mar para los últimos 250 ka en las Islas Baleares (Tuccimei *et al.*, 2006). Las áreas con trama indican estadios MIS con un nivel del mar más alto que el actual.

nivel actual, la tasa anual de retroceso del acantilado es de  $5,6 \text{ mm a}^{-1}$ . Si consideramos que el retroceso ha sido causado por los procesos marinos del MIS 5 y el Holoceno (31 ka + 6 ka, respectivamente) la tasa anual de retroceso del acantilado es de  $4,7 \text{ mm a}^{-1}$ .

El análisis meso-escalar realizado por Balaguer (2005) concluye con un valor de  $0,79 \text{ mm a}^{-1}$  para la tasa anual de retroceso del acantilado:  $0,1 \text{ mm a}^{-1}$  debido a la desintegración granular y  $0,78 \text{ mm a}^{-1}$  debido a las caídas de rocas. Si comparamos los valores medios de retroceso anual obtenidos a partir de los análisis macro y meso escalares, se puede observar que son del mismo orden de magnitud ( $0,74 \text{ mm a}^{-1}$  contra  $0,79 \text{ mm a}^{-1}$ ). Estos valores de retroceso no son suficientes para explicar los altos valores de retroceso obtenidos considerando únicamente los periodos con nivel del mar alto ( $4,7$  y  $5,6 \text{ mm a}^{-1}$ ). En este sentido, una pluviosidad mucho mayor que la actual y, por tanto, con una tasa de erosión superior a la actual, explicaría el retroceso del acantilado considerando solamente los periodos con nivel del mar alto. De todos modos es evidente que incluso en los periodos con nivel del mar bajo el acantilado está sujeto a los procesos gravitacionales y de erosión propios de las zonas de alta pendiente, aunque sin el proceso de "limpieza" (o remoción de los bloques caídos) que ejerce la influencia marina en la base del acantilado.

La validez de la estimación de la tasa anual de retroceso del acantilado está enfatizada por las tasas obtenidas en otros acantilados calizos a lo largo de todo el mundo, aunque variando ligeramente en función de factores ambientales locales (Woodroffe, 2002). De este modo, han sido calculadas en la costa de Perth por Hodgkin (1964) tasas de retroceso de  $0,20$ - $0,10 \text{ mm a}^{-1}$  para calizas y de  $1 \text{ mm a}^{-1}$  para eolianitas calcáreas y en Barbados (Bird *et al.*, 1979) resultaron unas tasas de  $0,5$ - $2,0 \text{ mm a}^{-1}$  para rocas de origen coralino.

## CONCLUSIONES

A partir de las relaciones estratigráficas entre las unidades geológicas que afloran a lo largo del litoral SE de Mallorca y de la interpretación de varios perfiles marinos de sismica de reflexión adyacentes a la costa, se propone el origen tectónico del acantilado costero del SE de Mallorca. Se consideran las fallas normales paralelas a la costa, interpretadas en los perfiles sísmicos, como las responsables de la formación de un acantilado pleistoceno ubicado mar adentro respecto la situación del acantilado actual. El acantilado tiene una edad comprendida entre 275 y 40 ka. Los análisis geométricos del perfil proporcionan una tasa de erosión del acantilado pleistoceno de  $0,74 \text{ mm a}^{-1}$  (175 m en 235 ka). El análisis de la tasa de erosión debida a los procesos continentales, como desintegración granular ( $0,1 \text{ mm a}^{-1}$ ) y deslizamientos en masa ( $0,78 \text{ mm a}^{-1}$ ), indica que estos procesos continentales pueden absorber la totalidad del retroceso observado.

## Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al proyecto CLG2006-11242-C03-01\_BTE financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER.

## BIBLIOGRAFÍA

- Balaguer, P. (2005). *Tipus i evolució de les costes rocoses de Mallorca*. Tesis Doctoral. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Inédita.
- Balaguer, P.; Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, Ll. (2002). *Retroceso de los acantilados del Mioceno Superior en la costa sureste de Mallorca: los casos de s'Estret des Temps y s'Alavern*. En: Serrano, E.; García de Celis, A.; Guerra, J.C.; Morales, C.G. & Ortega, M.T. (Eds.). *Estudios recientes en Geomorfología (2000-2002)*. Patrimonio, montaña y dinámica territorial, 341-350. SEG. Valladolid.
- Bird, J.B., Richards, A. y Wong, P.P. (1979). Coastal subsystems of Western Barbados, West Indies. *Geografiska Annalears*, 61A, 221-236.
- Butzer, K.W. (1975). Pleistocene litoral-sedimentary cycle of the Mediterranean Basin: a Mallorquin view. In: *Butzer, K.W., Isaac, G. (eds), After the Australopithecus*. Mouton Press, The Hague, 25-72.
- Butzer, K.W. y Cuerda, J. (1962). Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implication for the Pleistocenes chronology of the Mediterranean Sea. *Journal of Geology*, 70, 398-416.
- Cano, J., Fumanal, M.P., Ferrer, C., Usera, J., Blázquez, A.M. y Olmo, J. (1999). Evolution of the Southern Coast of Galicia (Spain) over Upper Quaternary. *Zeitschrift für Geomorphologie. N.F.*, 43, 521-540.
- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J. y Rodríguez-Perea, A. (1997). Morphology and architecture of a late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean. *Terra Nova*, 9, 251-254.
- Clemmensen, L.B., Lisborg, T., Fornós, J.J. y Bromley, R.G. (2001). Cliff-front aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean: a record of climatic and environmental change during the last glacial period. *Bull. Geol. Soc. Den.*, 48, 217-232.
- Fornós, J.J. (1999). Karst collapse phenomena in the Upper Miocene of Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Acta Geologica Hungarica*, 42 (2), 237-250.
- Fornós, J.J., Balaguer, P., Gelabert, B. y Gómez-Pujol, L. (2005). Pleistocene formation, evolution and retreat rates of a carbonate coastal cliff (Mallorca Island, Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, SI 49, 15-21.
- Fornós, J.J. y Pomar, L. (1982). El complejo de manglar del Mioceno Terminal de la isla de Mallorca. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26, 207-228.
- Gómez-Pujol, Ll. (2006). *Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. Inédita.
- Gray, J.M. (1988). Coastal cliff retreat at the Naze, Essex since 1874: Patterns, rates and processes. *Proc. Geol. Ass.*, 99, 338-355.

- Griggs, G.B. y Trenhaile, A.S. (1994). Coastal cliffs and platforms. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Eds). *Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge Univ. Press. Cambridge, 425-451.
- Lahousse, P. y Pierre, G. (2003). Vitesse, rythme et modalités du recul des falaises crayeuses du cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 47(2), 215-234.
- Moore, L.J. (2000). Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16, 111-124.
- Nielsen, K.A., Clemmensen, L.B. y Fornós, J.J. (2004). Middle Pleistocene magnetostratigraphy and susceptibility stratigraphy: data from a carbonate aeolian system, Mallorca, Western Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1733-1756.
- Shaw, J.H., Hook, S.C. y Sitohang, E.P. (1997). Extensional fault-bend folding and synrift deposition: An example from the Central Sumatra Basin, Indonesia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81, 3, 367-379.
- Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. (1998). Rates and patterns of erosion on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 1071-1085.
- Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. (2000a). Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand I: the role of waves. *Geomorphology*, 32, 21-41.
- Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. (2000b). Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Islands, New Zealand II: the role of subaerial weathering. *Geomorphology*, 32, 43-56.
- Sunamura, T. (1992). *Geomorphology of rocky coasts*. Wiley. Chichester.
- Suppe, J. (1985). *Principles of structural geology*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 537 p.
- Suppe, J., Chou, G.T. y Hook, S.C. (1992). Rates of folding and faulting determined from growth strata. *Thrust tectonics*. Ed. K. McClay, 105-121.
- Trenhaile, A.T. (1980). Shore platforms: a neglected coastal feature. *Progress in Physical Geography*, 4, 1-23.
- Trenhaile, A.T. (1987). *The geomorphology of rocky coasts*. Clarendon Press. Oxford, 393 p.
- Trenhaile, A.T. (2002). Rock coast with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, 48, 7-22.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, M.C., Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J. y Taddeucci, A. (2006). Last interglacial sea level changes in Mallorca island (Western Mediterranean). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50 (1), 1-21.
- Villanueva, G., Balaguer, P., Baldo, M., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. y Pons, G.X. (2000). Importancia de la bioerosión en la evolución del litoral rocoso: efecto de Melaraphe neritoides y Monodonta turbinata en el litoral de Mallorca y norte de Cataluña. *Geotemas*, 1, 299-302.
- Woodroffe, C.D. (2002). *Coasts, Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press. Cambridge. 627 p.
- Xiao, H. y Suppe, J. (1992). Origin of rollover. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76, 4, 509-529.
- Yébenes, A., Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A. y Soria, J.M. (2002). Sea cliffs resulting from late Miocene extensional tectonics: the Serra Gelada case study (Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 42, 197-211.
- Zazo, C., Maestro, A., Díaz del Río, V., Goy, J.L. y Somoza, L. (2001). Geomorfología litoral y de la plataforma continental. In: Gómez-Ortiz y Pérez-González, A (eds): *Evolución reciente de la Geomorfología Española (1980-2000)*, Barcelona, Spain, SEG, 97-138.

# Anexo 2.2

## *Itinerario y paradas complementarias*

### **Parada 1. Cala Figuera - s'Estret des Temps**

La costa de la parte oriental de la isla de Mallorca se caracteriza por la presencia casi continua de un acantilado costero de 30 km de longitud y una altura variable entre 5 y 56 m. El trazado del acantilado de origen tectónico se interrumpe únicamente en las incisiones que efectúan los torrentes que desembocan al mar, dando origen a las calas. El acantilado costero se ha modelado en las calizas arrecifales del Mioceno superior y las eolianitas del Pleistoceno, ambas dispuestas horizontalmente.

En esta zona de la costa del término municipal de Santanyí, en la base del acantilado, afloran las calizas arrecifales que presentan una superficie de karstificación en su techo. Sobre esta superficie se dispone una secuencia alternante de calcarenitas y calcisiltitas, de entre 5 y 10 m de espesor, que caracterizan un ambiente de *lagoon* interno. La secuencia carbonatada transgresiva finaliza con un nivel masivo de unos 15 m de espesor formada por calizas oolíticas con estromatolitos. Desde un punto de vista geomorfológico, es de resaltar la diferente respuesta a la erosión mecánica marina de los materiales más blandos de facies lagunar respecto al nivel superior más duro de calizas.

En algunas zonas se ha detectado la presencia de dunas adosadas al acantilado, que evolucionan desde las clásicas dunas eco hacia las dunas rampantes. Su potencia puede alcanzar los 23 m y registran la captura, por parte del acantilado, de la arena carbonatada marina transportada tierra adentro por el viento. Estos depósitos dunares están recubiertos por depósitos de rampa coluvial y finalmente por dunas ascendentes. La disposición estratigráfica de los sistemas dunares relacionados con el acantilado permiten acotar la edad de formación del mismo dentro del Pleistoceno medio.

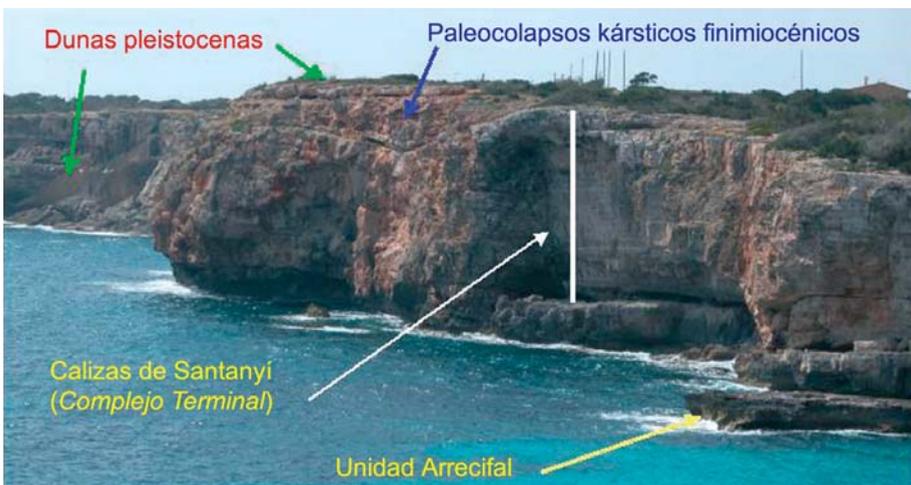


Figura 1. Vista panorámica de los acantilados meridionales de Cala Mondragó.



# 2.3

## MOVIMIENTOS DE MASAS, DISGREGACIÓN GRANULAR Y BIOEROSIÓN EN LA COSTA ROCOSA MERIDIONAL Y ORIENTAL DE MALLORCA

---

Pau BALAGUER<sup>1</sup>, Joan J. FORNÓS<sup>2</sup>, Guillem X. PONS<sup>2</sup> y Lluís GÓMEZ-PUJOL<sup>1</sup>

1) Institut Mediterrani d'Estudis Avançats, IMEDEA (CSIC-UIB), Esporles (Illes Balears).

2) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma (Illes Balears).

### INTRODUCCIÓN

Los sectores meridional (*Migjorn*) y oriental (*Llevant*) de Mallorca difícilmente pueden reducirse a una misma unidad paisajística, aunque sus contrastes, sin ser intensos, son múltiples: vegetación, modelado, ocupación, etc. Se trata de una superficie de 1.200 km<sup>2</sup> aproximadamente que suma poco más de 160 km de perímetro litoral, el 26% de la línea de costa de Mallorca. La mitad de la superficie del Migjorn y Llevant (49,4%) está formada por la sucesión de calcarenitas y calcilutitas del Mioceno superior, que raras veces supera los 100 m sobre el nivel del mar (Rosselló, 1964). En cuanto a la costa de Migjorn y Llevant, en casi su totalidad aflora el roquedo carbonatado correspondiente al Mioceno superior (Fornós y Pomar, 1983) al que se superponen, a modo de retazos, materiales Plio-cuaternarios (eolianitas, depósitos coluviales, paleosuelos) también de naturaleza carbonatada. Tan sólo a lo largo de unos pocos kilómetros a partir de la bahía de Son Servera aparece, en contacto con el mar, el roquedo plegado cuyos materiales abarcan del Jurásico al Mioceno inferior (Sàbat, 1986). Por tanto, la apariencia del conjunto es la de un altiplano litoral adosado a los relieves centrales y a las Serres de Llevant, de acantilados verticales y escasamente articulado (Fig. 1). No existen playas de dimensiones considerables a excepción de las depresiones estructurales que delimitan en sus extremos el afloramiento de los materiales del Mioceno superior (es Caragol y sa Coma), y las que pueden encontrarse a cobijo de las calas son de dimensiones modestas (s'Amarador, s'Estany d'en Mas, etc).

Desde un punto de vista dinámico, el retroceso y la erosión de los acantilados del Migjorn y Llevant de Mallorca resultan de la concurrencia de procesos erosivos de naturaleza marina y terrestre (Balaguer, 2005). Los agentes involucrados, su acción espacial y su persistencia temporal incorporan diferentes ritmos y órdenes de magnitud en el desmantelamiento de los acantilados, de tal modo que en función de la continuidad temporal de sus efectos se puede distinguir entre procesos continuos y discontinuos (Swantesson *et al.*, 2006). Los procesos de erosión discontinua corresponden a episodios de naturaleza catastrófica que, puntuales en el tiempo, dan lugar a la liberación de gran cantidad de material con órdenes de magnitud iguales o superiores al m<sup>3</sup>. Movimientos de masas, desprendimientos o el descalce de grandes bloques de roca son claros ejemplos de este tipo de procesos. Los mecanismos de erosión continua, de frecuencia temporal mayor pero de efectos

en términos de material removilizado mucho menor ( $\text{mm}^3$ ), están relacionados con la acción de la alteración física, química y biológica, las cuales se traducen en la disgregación granular de la fachada de los acantilados o en el rebajamiento y bioerosión del roquedo (Gómez-Pujol *et al.*, 2007).

El presente trabajo pretende dar una visión general, pero aportando datos cuantitativos, a propósito del estudio dinámico de las costas rocosas del sur y sureste de la isla de Mallorca, así como de la técnicas y métodos utilizados para cuantificar las tasas de erosión de los acantilados y plataformas litorales tallados en roquedos calcáreos.

## MOVIMIENTOS DE MASAS

El seguimiento quincenal de dos sectores en la costa de Migjorn (s'Alavern – s'Estalella) y Llevant (s'Estret des Temps – Punta des Sivinar) durante un período de tres años, junto con la información y el testimonio de excursionistas y pescadores, ha permitido la caracterización de siete movimientos de masas acaecidos entre Febrero de 2001 y Diciembre de 2003. En cada una de las localidades de estudio se ha llevado a cabo la caracterización del campo de fracturas (Singh y Goel, 1999), una descripción detallada de la serie estratigráfica y la medida del área y volumen de la cicatriz presente en el acantilado, así como de los materiales desprendidos cuando éstos no se han precipitado directamente al mar (Balaguer *et al.*, 2002).

Los siete desprendimientos y movimientos de masa ocurridos entre principios de 2001 y finales de 2003 (Tabla 1) han afectado un volumen mínimo de  $36 \text{ m}^3$  y un máximo de  $1.496 \text{ m}^3$ , involucrando principalmente el desprendimiento de materiales pertenecientes a los niveles de calizas oolíticas del Mioceno superior (Fornós, 1983) y también a la sucesión suprayacente de encostramientos, paleosuelos y eolianitas pliocuaternarias. Entre las causas que favorecieron los movimientos de masas destaca la influencia ejercida por la fracturación, la presencia de voladizos, el régimen de precipitación y la acción del oleaje y del spray marino.

Localidad	Fecha	Volumen( $\text{m}^3$ )	Material movilizado	Tipo movimiento	Factores
sa Covassa (Llucmajor)	02/2001	1.110	Calizas arrecifales y calizas oolíticas Mioceno Superior	Desprendimiento	Oleaje
s'Alavern (Llucmajor)	12/2001	40	Encostramientos, paleosuelos	Desprendimiento	Precipitación
es Bancals (Llucmajor)	12/2001	36,75	Calizas arrecifales Mioceno Superior y eolianitas cuaternarias	Vuelco	Oleaje
s'Estret des Temps (Santanyí)	01/2002	1.431	Margocalizas y calizas oolíticas del Mioceno Superior	Colapso y desplome	Precipitación
s'Olla des Bastons (Santanyí)	03/2002	1.496	Eolianitas cuaternarias y calizas oolíticas del Mioceno superior	Colapso	Precipitación y Oleaje
Torre de Cala Pi (Llucmajor)	04/2002	38	Encostramientos, paleosuelos y eolianitas cuaternarias	Desprendimiento	Precipitación
es Bancals (Llucmajor)	11/2003	176	Calizas arrecifales del Mioceno Superior	Vuelco	Precipitación y Oleaje

Tabla 1. Movimientos de masas, tipologías, materiales afectados y factores causales en el Migjorn y Llevant de Mallorca.

Los campos de fractura caracterizados en cada una de las localidades de estudio ponen de manifiesto la importancia del control estructural y de las discontinuidades en los movimientos de masas de los acantilados del S y SE de Mallorca. En todos ellos hay una marcada componente de direccionalidad paralela a la fachada del acantilado, que se combina con un segundo grupo de fracturas de dirección perpendicular a la línea de costa. La naturaleza tabular de los cuerpos sedimentarios del Mioceno superior y su superposición en estratos subhorizontales de diferente resistencia mecánica (Fig. 2), acentúan el número de planos de debilidad del roquedo a la par que facilitan la acción de otros procesos y agentes como el oleaje, la carga hidrostática, etc. Al menos son tres los casos en los que la implicación de la fracturación ha desempeñado un papel determinante en la activación de los movimientos de masas. En s'Estret des Temps, con 4 familias de fracturas ( $34^\circ$ ,  $80^\circ$ ,  $160^\circ$  y  $122^\circ$ ), el colapso se produjo a partir de dos fracturas ortogonales de direcciones comprendidas entre  $30^\circ$ -  $40^\circ$  y  $140^\circ$  -  $160^\circ$ . En s'Olla des Bastons, con 3 familias de fracturas ( $48^\circ$ ,  $113^\circ$  y  $330^\circ$ ), la cicatriz dejada por el colapso presenta diversas direcciones de fracturación

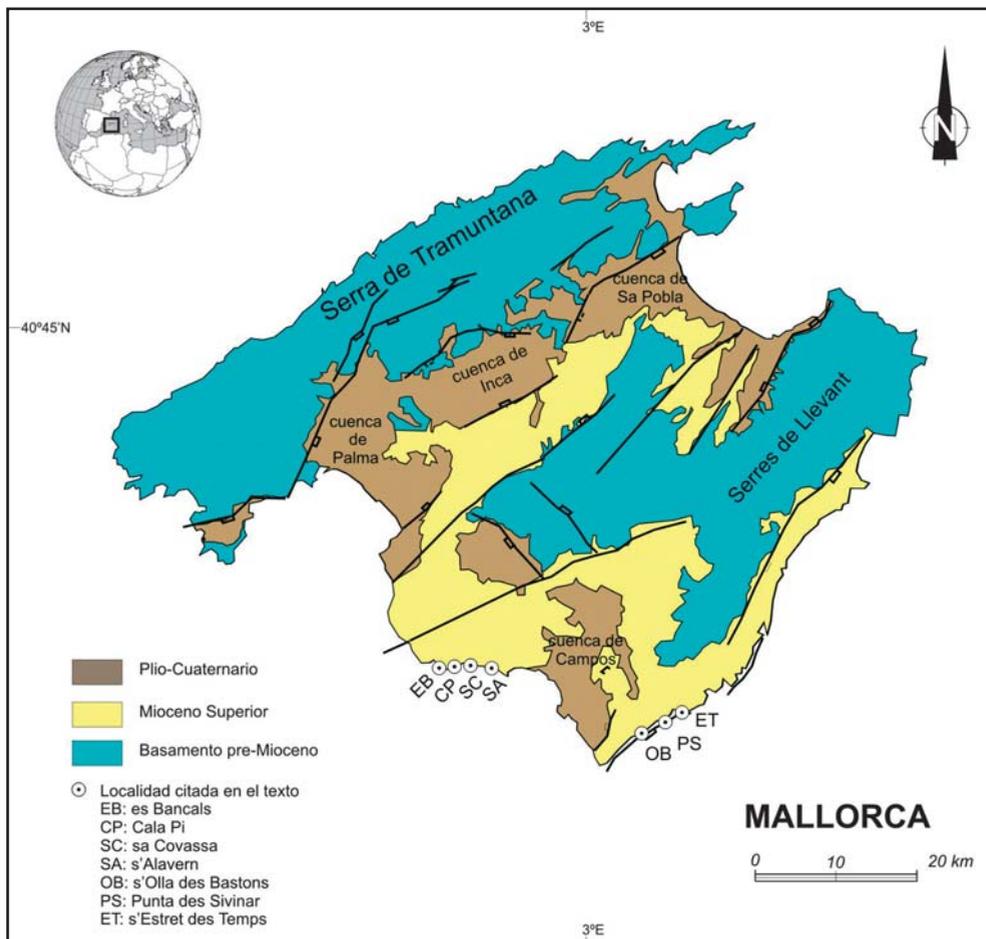


Figura 1. Localización de las áreas de estudio en el Migjorn y Llevant de Mallorca.

comprendidas entre 35° y 50°. En es Bancals, con cuatro familias de fracturas (34°, 79°, 120° y 167°), el primer colapso se produjo a partir de la combinación de dos fracturas de dirección 34° y 120° y en el segundo una fractura paralela a la línea de costa, con una dirección de 79°, forma la cicatriz de desprendimiento.

En cuanto a la presencia de entalladuras y voladizos, en las zonas objeto de estudio se han diferenciado dos tipos: los relacionados con morfologías heredadas de procesos y dinámicas erosivas que actuaron en tiempos geológicos pasados (como es el caso de voladizos formados en los flancos de los paleocolapsos kársticos y de las entalladuras formadas a diferentes alturas de los acantilados, relacionadas con los cambios del nivel marino durante el Cuaternario) y los formados por la erosión diferencial a raíz de las líneas de debilidad, la dureza y la porosidad de la roca.

El papel de las precipitaciones en la inestabilización de los acantilados está asociado al efecto que el agua puede causar en forma de incremento de carga en la porosidad de la roca, o bien como agente lubricante al asociarse con sedimentos de textura limosa-arcillosa, formando fluidos viscosos que ayuden a desencadenar el movimiento entre dos masas rocosas en contacto (Erismann y Abele, 2001). Los desprendimientos ocurridos en las zonas de la Torre de Cala Pi, s'Estret des Temps (Fig. 3) y s'Alavern se atribuyen a la acción ejercida por los volúmenes de precipitación acumulada puesto que, tras períodos relativos de sequía, las precipitaciones acontecidas los meses previos (Septiembre a Diciembre) a los episodios de fractura suponen del orden del 40% y 95% de la precipitación media anual de las zonas de s'Estret d'es Temps y s'Alavern respectivamente (Balaguer, 2005). En el caso de

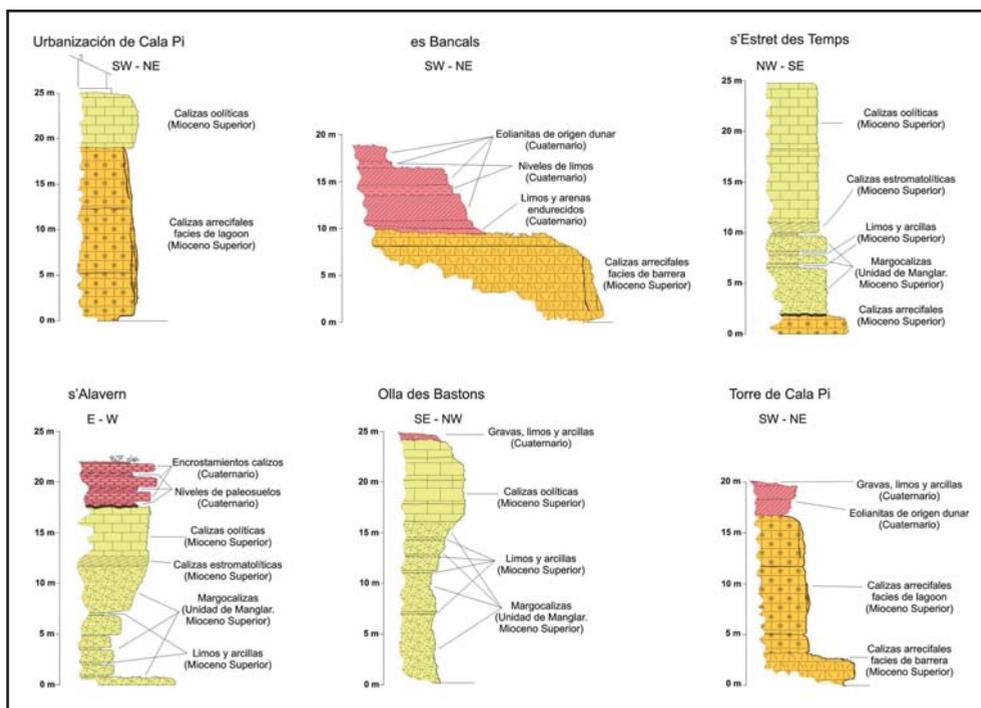


Figura 2. Croquis topográficos y serie estratigráfica de los acantilados afectados por movimientos de masas.

los desprendimientos de la urbanización de Cala Pi (Febrero de 2001), Olla des Bastons (Marzo de 2002) y Bancals (invierno de 2003), también son atribuidos a la intervención de la precipitación, juntamente con la acción marina. La influencia del oleaje ha tenido también un papel determinante en los colapsos de es Bancals, sa Covassa y Olla des Bastons. Los datos de oleaje indican que las alturas máximas alcanzadas durante el invierno de 2001, se corresponden con direcciones perpendiculares a las costas afectadas por los desprendimientos; la altura de ola perpendicular a la costa alcanzó valores máximos de 4,8 a 5,2 m en el punto WANA más próximo a s'Olla des Bastons y es Bancals, durante los períodos previos al desprendimiento de los bloques en estas localidades.



Figura 3. Panorámica y detalles del desprendimiento de s'Estret des Temps (Santanyí), acontecido durante las primeras semanas de enero de 2002.

El retroceso anual de la costa debido a los movimientos de masas o desprendimientos del litoral rocoso del Migjorn y Llevant de Mallorca, se ha calculado a partir del cociente resultante entre la suma de los volúmenes de material liberado en cada uno de los desprendimientos y el área estimada que representan las paredes de los acantilados de las zonas de estudio. El volumen total de material liberado por los movimientos de masas es de 4.327,5 m<sup>3</sup>. Como área de referencia se ha considerado la costa rocosa cuyos acantilados tienen una altura superior a los 3 m. El perímetro litoral del Migjorn acoge 37,27 km lineales de costas altas y el sector de Llevant 74,23 km. El área de las paredes de los acantilados se ha calculado a partir de una altura media, para cada uno de los tramos costeros, de 30 m para el Migjorn y de 100 m para Llevant. Por tanto el área de las fachadas de los acantilados, a las cuales asignar el retroceso de la costa rocosa, es de 1.117.970 m<sup>2</sup> en las costas de Migjorn y de 7.422.956 m<sup>2</sup> en las de Llevant. Establecidos, a priori, los datos medios de longitud y superficie de los acantilados puede derivarse un parámetro, puramente orientativo, de sus velocidades de retroceso atendiendo al marco temporal del muestreo de campo (2 años). El cociente resultante de retroceso de la fachada de los acantilados a raíz de los movimientos de masas es de 0,78 mm/año.

## DISGREGACIÓN GRANULAR CONTINUA

La cuantificación de la naturaleza y velocidades de disgregación granular continua de las fachadas de los acantilados se ha llevado a cabo en dos zonas piloto del S y SE de Mallorca: en los acantilados de s'Alavern (Llucmajor) y Punta des Sivinar (Santanyí). La recogida del material particulado se ha realizado mediante trampas de sedimento, distribuidas de forma aleatoria en la base del acantilado. Las trampas de sedimento utilizadas eran recipientes de PVC rectangulares (30 x 24 x 34 cm) en el interior de las cuales se dispuso un peso y una malla de 1 mm de trama, para evitar el movimiento de la trampa y la pérdida de sedimento fino durante los días de fuerte viento o por la acción del oleaje. El seguimiento de las trampas tuvo una periodicidad quincenal entre el 10 de septiembre de 2001 y el 23 de septiembre de 2003 (743 días).

Las tasas de retroceso de los acantilados (Balaguer, 2005) oscilan entre mínimos de 0,01 mm/año y máximos de 0,042 mm/año en Punta des Sivinar, y entre 0,0094 mm/año y 0,247 mm/año en s'Alavern. Las tasas de retroceso medio anual se establecen en 0,022 mm/año y 0,082 mm/año en los acantilados de Punta des Sivinar y s'Alavern, respectivamente. En cuanto a las características granulométricas del material depositado en el interior de las trampas de sedimento, no se observan grandes diferencias en cuanto al grado de clasificación del material particulado capturado por las trampas. El material liberado de Punta des Sivinar tiene tendencia a presentar una clasificación más alta y una mayor proporción de gravas y arenas gruesas que los sedimentos recolectados al pie de los acantilados de s'Alavern. La presencia de niveles de encostramientos y paleosuelos, en la parte superior de los acantilados en la zona de s'Alavern, parece ser el principal factor responsable de que las tasas se retroceso sean cuatro veces superiores respecto de las de Punta des Sivinar. La variación temporal de las tasas de retroceso de los acantilados a partir de la disgregación granular continua está estrechamente relacionada con la cantidad de lluvia caída en cada uno de los periodos de muestreo (Fig. 4). Existen otros factores que intervienen en la disgregación granular, que también se han tenido en cuenta, como son la dirección incidente del viento sobre las paredes de los acantilados o la acción del spray marino asociado a la acción del oleaje. La acción de las sales parece ser el principal mecanismo de descamación de las paredes de los acantilados, después de su deposición durante los días de fuertes vientos y oleaje.

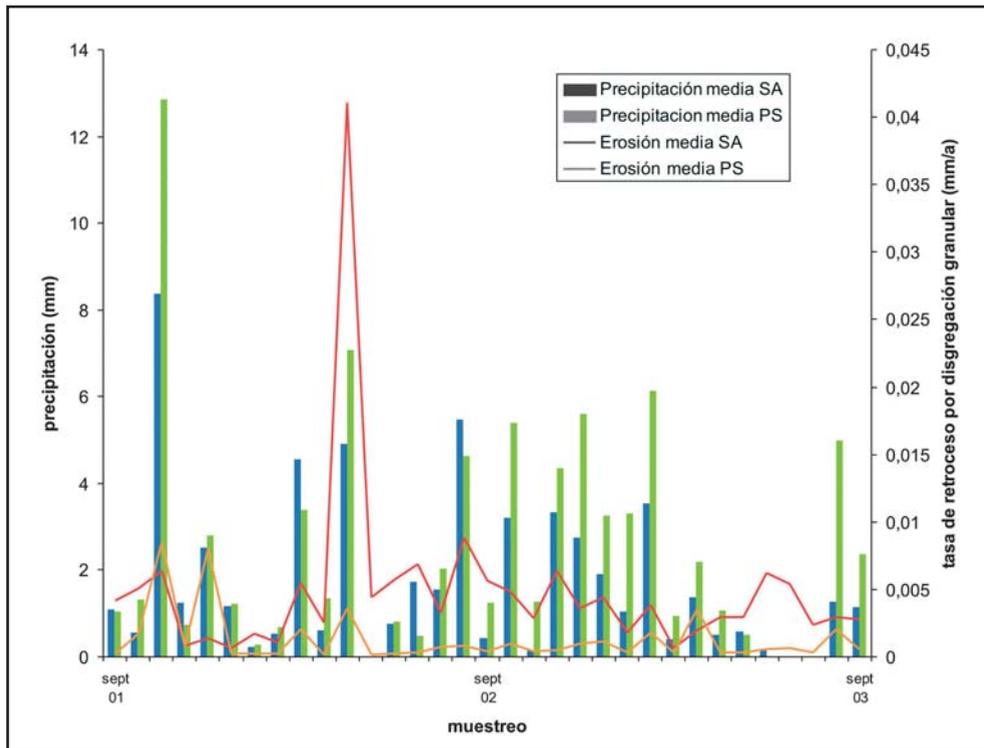


Figura 4. Evolución temporal (Septiembre 2001 – Septiembre 2003) de las precipitaciones y de las tasas de disgregación granular de los acantilados del Migjorn y Llevant de Mallorca.

La magnitud e intensidad de la insolación sobre las paredes de los acantilados puede producir diferenciales de temperatura importantes, siendo posible la concurrencia de procesos de haloclastia y procesos mecánicos cíclicos de contracción y expansión térmica (Davison, 1986; Goudie y Viles, 1997; Holmer, 1998). Es posible que los períodos de máxima desagregación inducida por las sales no queden patentes de forma directa a partir de la cantidad de material depositado en el interior de las trampas de sedimento; en este sentido, la expansión térmica y el crecimiento de cristales de sales en el interior de las microfracturas durante los períodos secos (Moses y Smith, 1994), puede dar lugar a la descamación incipiente de material laminar, gravas y pequeños clastos, dejando el material dispuesto para la intervención de otros mecanismos o procesos de lavado como son el efecto de la cantidad e intensidad de las precipitaciones y la acción del viento (Holmer, 1998).

## BIOEROSIÓN

En la morfodinámica de las costas rocosas carbonatadas, los procesos de erosión dependen de un sistema complejo de interrelaciones entre las componentes abióticas y las biológicas (Spencer y Viles, 2002; Trudgill, 1976a). Las vías por las cuales los organismos alteran y destruyen el roquedo litoral son dos. Por un lado están las comunidades de microalgas epi y endolíticas, hongos y otros componentes de las pátinas biológicas –*biofilms*–

que desarrollan su actividad vital sobre el sustrato rocoso, corroen la roca mediante procesos bioquímicos (Duane *et al.*, 2003; Jones, 1989; Viles, 1987) y/o procesos mecánicos (Moses y Smith, 1993; Naylor y Viles, 2002). Por otro lado, las especies de macroinvertebrados que ramonean sobre esta pátina biológica constituyen otro grupo relevante en la erosión de las costas rocosas carbonatadas (Andrews y Williams, 2000; Peyrot-Clausade y Brunel, 1990; Trudgill *et al.*, 1987); el espectro de macroinvertebrados ramoneadores del litoral de Mallorca (Fig. 5) es amplio (géneros *Patella*, *Monodonta*, *Melaraphe*, *Lepidiochitona*, *Chiton*, *Paracentrotus*, etc.). Todos ellos comparten como característica común la presencia de una rádula abrasiva, por lo que de su actividad de ramoneo se deriva la rotura y erosión de la superficie de la roca, ya que las microalgas tienen su nicho ecológico y se resguardan en la porosidad de la misma. Por tanto, la acción de los organismos ramoneadores se considera como uno de los procesos bioerosivos de mayor importancia (Torunski, 1979). En este sentido, los agentes biológicos juegan un papel importante en los procesos de alteración, bien como responsables de formas de corrosión específicas o, simplemente, amplificando las tasas de denudación de formas esculpidas por otros procesos (Schneider, 1976; Spencer, 1988).

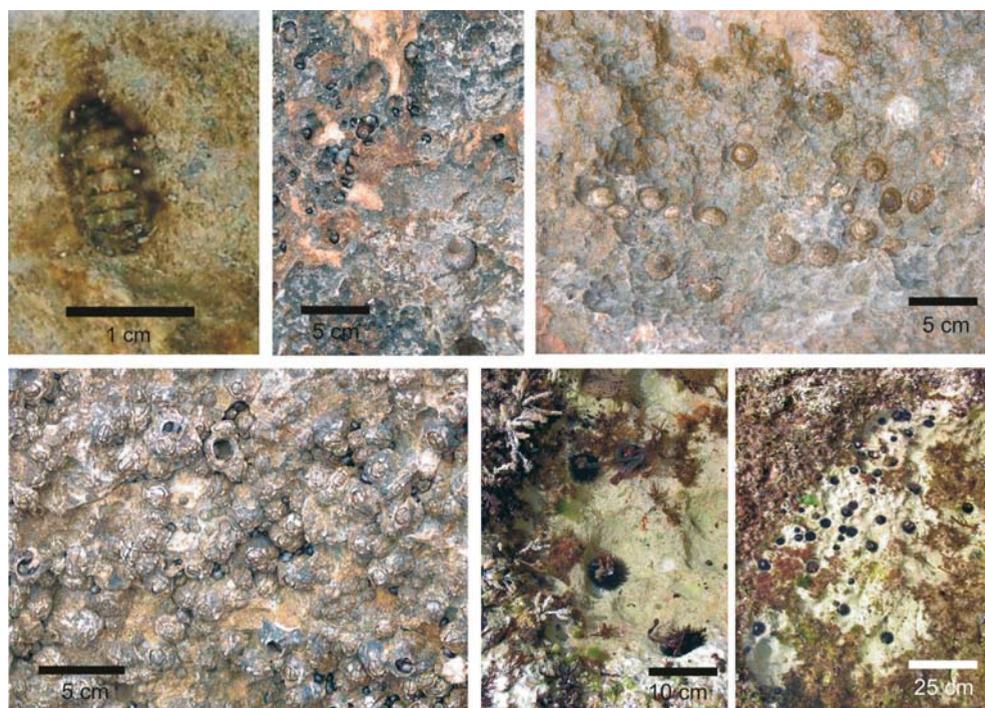


Figura 5. Principales organismos (macroinvertebrados) bioerosivos de la costa rocosa de Mallorca. De derecha a izquierda, en la serie de fotografías superior: ejemplar de *Chiton olivaceus* en el fondo de una cubeta; individuos de *Melaraphe neritoides* en el interior de los alveolos de las superficies verticales del perfil de costa; de mayor dimensión, y en primer plano, un ejemplar de *M. punctata*; finalmente, un grupo de individuos de *Patella rustica* en la zona de transición de la plataforma litoral a la pared del acantilado. En la serie de fotogramas inferiores: detalle de una superficie cubierta por una colonia de *Chthamallus depressus* en la que se observa la presencia de ejemplares de *M. neritoides* en el interior de los cirripepos muertos; visión de detalle y panorámica general de las depresiones generadas por el erizo de mar *Paracentrotus lividus* en la plataforma litoral.

La capacidad erosiva de los principales macroorganismos ramoneadores del litoral de Mallorca (Fig. 5 y Tabla 2), *Patella rustica* y *Melaraphe neritoides*, se ha cuantificado a partir del cálculo de la densidad de cada una de las especies a lo largo del perfil de costa y del residuo lítico de sus *pelets* fecales (Fornós *et al.*, 2006). A grandes rasgos, los perfiles estudiados en la costa de Mallorca pueden dividirse en tres zonas, de mar a tierra, en las cuales el organismo dominante es *Patella sp.*, *Chthamallus depressus* y *Melaraphe neritoides*, respectivamente (Tabla 2 y 3). A modo de ejemplo, en la zona A de la Punta des Sivinar, que comprende la parte emergida de la plataforma y el límite de acción de la batida del oleaje, los gasterópodos –principalmente *Patella rustica*– presentan una distribución irregular por lo que sus valores de densidad oscilan de 418 a 3.387 ind/m<sup>2</sup>. En esta zona también se constata la presencia de *Melaraphe neritoides*, habitualmente en las paredes verticales, variando sus densidades entre valores mínimos de 500 ind/m<sup>2</sup> y máximos de 3.951 ind/m<sup>2</sup> en función de la estación del año. En la zona B, que abraza el ámbito hidrodinámico intermedio delimitado por las salpicaduras de las olas, *Chthamallus depressus* es el organismo dominante con densidades de 864 a 2.600 ind/m<sup>2</sup>. La presencia media de *Melaraphe neritoides*, en esta zona, supone densidades de 371 a 549 ind/m<sup>2</sup>, aunque se dan concentraciones importantes de este individuo en grietas o en las paredes verticales de las cubetas, que pueden llegar a rondar valores de 3.249 ind/m<sup>2</sup>. En la zona C, que comprende la superficie del perfil de costa afectada por los rociones marinos, no hay variaciones significativas de la abundancia de individuos de *Melaraphe neritoides* entre estaciones. No obstante, sí que existe una diferencia notable en cuanto a su distribución espacial en relación con la microtopografía. Las mayores densidades de *M. neritoides* en este segmento más terrestre del perfil de la costa se dan en grietas, fracturas o paredes verticales y los valores oscilan de 226 a 374 ind/m<sup>2</sup>.

A efectos de cómputo de la acción bioerosiva de *Patella rustica* la capacidad erosiva media, para la Punta des Sivinar, se ha estimado en 9,97 g/ind/a, lo que ligado a las dimensiones de las poblaciones resulta en una tasa mediana anual de bioerosión de 2,09 mm/a, con valores máximos en verano y mínimos en invierno de 6,24 y 0,31 mm/a. Para *Melara-*

	Zona	$\delta$ roca	Capacidad erosiva (g/ind/día)					Tasa media de bioerosión (mm/a)				
			Prim.	Verano	Otoño	Invierno	Total	Prim.	Verano	Otoño	Invierno	Total
SA	A	2,40	1,398	1,170	1,905	1.414	8.287	0.428	0.296	0.400	0.352	0.369
PS	A	2,45	2.771	1.704	1.345	1.706	9.976	6.240	1.164	0.668	0.312	2.095

Tabla 2. Capacidad bioerosiva y tasas de erosión de *Patella rustica* en s'Alavern (SA) y Punta des Sivinar (PS).

	Zona	$\delta$ roca	Capacidad erosiva (g/ind/día)					Tasa media de bioerosión (mm/a)				
			Prim.	Verano	Otoño	Invierno	Total	Prim.	Verano	Otoño	Invierno	Total
SA	A	2,40	0,003	0,030	0,002	0,003	0,038	0,0008	0,0004	0,0004	0,0008	0,0008
	B	2,40	0,004	0,003	0,003	0,004	0,014	0,0116	0,0076	0,0076	0,0076	0,0085
	C	2,40	0,003	0,001	0,003	0,067	0,074	0,0016	0,0004	0,0020	0,0388	0,0108
PS	A	2,45	0,016	0,004	0,002	0,003	0,025	0,0348	0,0032	0,0012	0,0012	0,0101
	B	2,45	0,004	0,002	0,003	0,002	0,016	0,0048	0,0016	0,0048	0,0048	0,0030
	C	2,45	0,028	0,002	0,003	0,003	0,041	0,0160	0,0008	0,0028	0,0028	0,5100

Tabla 3. Capacidad bioerosiva y tasas de erosión de *Melaraphe neritoides* en s'Alavern (SA) y Punta des Sivinar (PS).

*phe neritoides* la capacidad erosiva evaluada en la misma localidad de estudio oscila de 0,01 a 0,04 g/ind/a en función de la zona; siendo mayores en cada una de las localidades la capacidad erosiva de la zona C respecto de las otras. De acuerdo con las densidades de *M. neritoides* a lo largo del perfil y teniendo en cuenta el efecto de las dimensiones de los individuos, mayores en la zona C, las tasas de bioerosión asociadas a este gasterópodo varían de los 0,01 mm/a en la zona A, a los 0,51 mm/a en la zona C. Para la localidad de referencia en la costa meridional de Mallorca, s'Alavern, los valores de bioerosión medios correspondientes a la población de lapas de *Patella rustica* son de 0,37 mm/a, alcanzándose valores medios máximos en primavera con una tasa de 0,42 mm/a, mientras que para *Melaraphe neritoides* la tasa media de bioerosión cubre un rango de 0,001 mm/a en la zona A, a 0,01 mm/a en la zona C. Del estudio de varias localidades en el litoral de Mallorca, con diferencias en cuanto a exposición y litología, se ha establecido que la capacidad bioerosiva de *Melaraphe neritoides* es diez veces menor que la de *Patella rustica*. Para ésta última, factores de tipo ecológico y biológico, como el ciclo reproductivo o la abundancia de recursos, pueden explicar las variaciones en su capacidad erosiva y las tasas de erosión resultantes. En cambio para *Melaraphe neritoides*, aunque puede apreciarse el efecto poblacional y ecológico, su capacidad bioerosiva y las tasas de erosión dependen en mayor medida de las propiedades –dureza y porosidad– del roquedo, que actúan como principal factor de control (Gómez-Pujol, 2006).

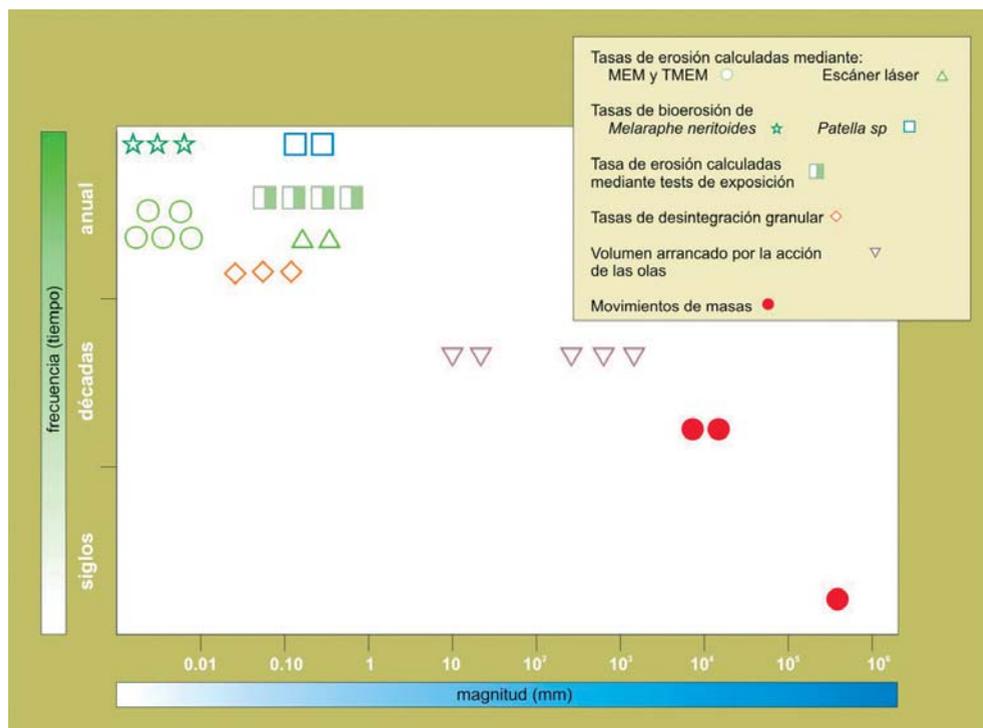


Figura 6. Frecuencia y magnitud en la morfodinámica de la costa rocosa del Migjorn y Llevant de Mallorca. Los valores de erosión calculados mediante MEM, TMEM, escáner láser, tests de exposición y alveolización de patrimonio histórico se han obtenido de Swantesson *et al.* (2006) y Gómez-Pujol (2006).

## FRECUENCIA Y MAGNITUD EN LA EROSIÓN DE LA COSTA ROCOSA MERIDIONAL Y ORIENTAL DE MALLORCA

La representación gráfica que relaciona la magnitud de las tasas de erosión y la frecuencia con que agentes y procesos actúan sobre el roquedo litoral, pone de manifiesto la existencia de un gradiente, una jerarquía, en el dismantelamiento de la costa rocosa meridional y oriental de Mallorca (Fig. 6). Las tasas de erosión relacionadas con procesos físico-químicos (Swantesson *et al.*, 2006; Gómez-Pujol, 2006), junto con la acción biológica, suponen ordenes de magnitud en las tasas de erosión que pueden llegar a ser cien, mil o millones de veces más pequeñas que los volúmenes o las velocidades de erosión derivadas de la acción hidráulica o el movimiento de masas. No obstante, el gradiente se invierte en el vector temporal. Los procesos y agentes de alteración físico-químicos actúan a una escala diaria o horaria (Stephenson *et al.*, 2004), y el lavado y transporte del material liberado, bien por las lluvias, el oleaje o el viento, se traduce en una tasa de erosión más o menos importante pero continua (Balaguer y Fornós, 2003; Woodroffe, 2003), a diferencia de lo que sucede con los movimientos de masas o los bloques arrancados por la acción hidráulica, con escalas temporales mucho más dilatadas entre episodios –años, décadas o siglos– y una marcada influencia de la ciclos y periodos de recurrencia de los fenómenos climáticos (Viles y Goudie, 2003).

El seguimiento quincenal de los acantilados del sur y sureste de Mallorca pone de manifiesto que tras los movimientos de masas, o el dismantelamiento de bloques por la acción hidráulica, se libera material en forma de derrubios hasta que el volumen de roca alterada es movilizadado o el propio plano de fractura queda expuesto. A partir de este momento el roquedo fresco queda sometido a la acción de los procesos y agentes de alteración. En términos de ecología podría hablarse de un periodo de rexistasia –etapa de morfogénesis donde predomina la erosión y el transporte de sedimento– muy acotado en el tiempo y separado por largos periodos de biostasia –etapa de equilibrio– (Brunsdén, 2002). Todo ello obliga a plantear la dinámica erosiva de la costa desde una perspectiva en que se superponen dos series temporales de erosión de período y longitud diferentes. La de menor amplitud y período –alteración físico-química y biológica–, al ser inducida por el lavado constante de la superficie de la roca, no se encuentra casi nunca en una situación de equilibrio, por lo que se podría considerar como un ciclo de rexistasia ininterrumpida; mientras que los movimientos de masas, que representarían la serie temporal de mayor amplitud y longitud, sufren episodios de biostasia largos y bien definidos, como se da en otros medios donde el binomio alteración-erosión disminuye en función del tiempo (Colman, 1981). La consideración de las variables de frecuencia y magnitud, en las tasas de erosión calculadas, ayuda a plantear el debate a propósito de la acción predominante del oleaje o la alteración en las costas rocosas. Este debate, que ha centrado buena parte de las discrepancias entre los geomorfólogos litorales (Stephenson, 2000; Trenhaile, 2000), aparece aquí como un artefacto en el sentido que la preponderancia de la acción del oleaje o de la alteración en las costas rocosas depende de la posición en la escala temporal y espacial de los estudios; al fin y al cabo del gradiente que define la Fig. 6. Desde esta perspectiva, la influencia del oleaje y de los procesos de alteración, y la preponderancia de los agentes marinos y los terrestres en el modelado de la costa rocosa, no pueden desligarse unos de otros. Menos aún cuando los estudios recientes ponen de manifiesto la necesidad de entender las costas como geosistemas complejos con relaciones multicausales y multidireccionales entre sus componentes (Naylor *et al.*, 2002; Viles *et al.*, 2000).

## Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al proyecto de investigación CGL2006-11242-C3-01/BTE de la DGI del Ministerio de Educación y Ciencia –FEDER.

## BIBLIOGRAFÍA

- Andrews, C. y Williams, R.B.G. (2000). Limpet erosion on chalk shore platforms in southeast England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 1371-1381.
- Balaguer, P. (2005). *Tipus i evolució de les costes rocoses de Mallorca*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. Palma. 373 pp.
- Balaguer, P. y Fornós, J.J. (2003). Processos erosius als penya-segats costaners del SE de Mallorca (Illes Balears, Mediterrània occidental): dades preliminars de l'erosió contínua per disgregació granular. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de Balears*, 46: 37-50.
- Balaguer, P., Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, L. (2002). Retroceso de los acantilados del Mioceno Superior en la costa del sureste de Mallorca: los casos de Estret des Temps y S'Alavern. En Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J.C., Morales, C.G. y Ortega, M.T. (eds). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial*: 341-350. SEG, Universidad de Valladolid. Valladolid.
- Brundsen, D. 2001. A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena*, 42: 99-123.
- Colman, S.M. (1981). Rock weathering rates as functions of time. *Quaternary Research*, 15: 250-264.
- Davison, A.P. (1986). An investigation into the relationship between salt weathering debris production and temperature. *Earth surface processes and landforms*, 11: 335-441.
- Duane, M.J., Al-Mishwat, A.T. y Rafique, M. (2003). Weathering and biokarst development on Marine terraces, Northwest Morocco. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28: 1439-1449.
- Erismann, T.H. y Abele, G. (2001). Dynamics of rockslides and rockfalls. Ed. Springer. 316 pp. Berlin.
- Fornós, J.J. (1983). *Estudi sedimentològic del Miocè Terminal de l'illa de Mallorca*. Tesis de Licenciatura. Universitat de Barcelona. Barcelona.
- Fornós, J.J. y Pomar, L. (1983). El Mioceno superior de Mallorca: Unidad Calizas de Santanyí (Complejo Terminal). En Pomar, L., Obrador, A., Fornós, J.J. y Rodríguez-Perea, A. (eds). *El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso de Sedimentología*: 177-206. Institut d'Estudis Balearics, Universitat de les Illes Balears. Palma.
- Fornós, J.J., Pons, G.X., Gómez-Pujol, L. y Balaguer, P. (2006). The role of biological processes and rates of downwearing due to organisms on Mallorcan carbonate coasts (western Mediterranean). *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Vol.* 144: 161-181.
- Gómez-Pujol, L. (2006). *Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. 223 pp.
- Gómez-Pujol, L., Balaguer, P. y Fornós, J.J. (2007). Freqüència, magnitud i escala en la morfodinàmica de les costes rocoses: observacions a s'Alavern (S de Mallorca, Mediterrània occidental). *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 12 : 167-185.
- Goudie, A. y Viles, H.A. (1997). Salt weathering hazards. Edited by John Wiley i Sons. Chichester, UK. 241 pp.
- Holmer, B. (1998). Flaking by insolation drying and salt weathering on the Swedish west coast. *Z. Geomorph. N. F.*, 42 (1): 39-55.
- Jones, B. (1989). The role of microorganisms in phytokarst development on dolostones and limestones, Grand Cayman, British West Indies. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 2204-2213.
- Moses, C.A. y Smith, B.J. (1994). Limestone weathering in the supra-tidal zone: An example from mallorca. En: Robinson, D. y Williams, R.G.B (Eds): *Rock Weathering and Landform Evolution*. John Wiley & Sons ltd: 433 - 451.
- Naylor, L.A. y Viles, H.A. (2002). A new technique for evaluating short-term rates of coastal bioerosion and bioprotection. *Geomorphology*, 47: 31-44.
- Peyrot-Clausade, M. y Brunel, J.F. (1990). Distribution patterns of macroboring organisms on Tuléar reef flats (SW Madagascar). *Marine Ecology Progress Series*, 61: 133-144.

- Rosselló, V.M. (1964). *Mallorca. El sur y sureste*. Cámara Oficial de Comercio Industria y Navegación de Palma de Mallorca, Palma. 553 pp.
- Schneider, J. (1976). Biological and inorganic factors in the destruction of limestones coasts. *Contribution to Sedimentology*, 6: 1-112.
- Singh, B. y Goel, R.K. (1999). *Rock mass classification. A practical approach in civil engineering*. Elsevier eds. Oxford. 267 pp.
- Spencer, T. (1988). Limestone coastal geomorphology: the biological contribution. *Progress in Physical Geography*, 12: 66-101.
- Spencer, T. y Viles, H. (2002). Bioconstruction, bioerosion and disturbance on tropical coasts: coral reefs and rocky limestone shores. *Geomorphology*, 48: 23-50.
- Stephenson, W.J. (2000). Shore platforms: a neglected coastal feature?. *Progress in Physical Geography*, 24: 311-327.
- Stephenson, W.J., Taylor, A.J., Hemmingsen, M.A., Tsujimoto, H. y Kirk, R.M. (2004). Short-term microscale topographic changes of coastal bedrock on shore platforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 1663-1673.
- Swantesson, J.O.H., Gómez-Pujol, L., Cruslock, E., Fornós, J.J. y Balaguer, P. (2006). Processes and patterns of erosion and downwearing on microtidal rock coasts in Sweden and the Western Mediterranean. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Vol.* 144: 137-160.
- Torunski, H. (1979). Biological erosion and its significance for the morphogenesis of limestone coasts and for nearshore sedimentation (Northern Adriatic). *Senckenbergiana Maritima*, 11: 193-265.
- Trenhaile, A.S. (2002). Rock coast, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, 48: 7-22.
- Trudgill, S.T. (1976). The marine erosion of limestone on Aldabra atoll, Indian Ocean. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd.*, 26: 164-200.
- Trudgill, S.T., Smart, P.L., Friederich, H. y Crabtree, R.W. (1987). Bioerosion of intertidal limestone, Co. Clare, Eire - 1: *Paracentrotus lividus*. *Marine Geology*, 74: 85-98.
- Viles, H.A. (1987). Blue-green algae and terrestrial limestone weathering on Aldabra atoll: an SEM and light microscope study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12: 319-330.
- Viles, H.A., Spencer, T., Teleki, K. y Cox, C. (2000). Observations on 16 years of microfloral recolonization from limestone surfaces, Aldabra Atoll, Indian Ocean: Implications for biological weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 1355-1370.
- Woodroffe, C.D. (2003). *Coasts. Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press. Cambridge.

# Anexo 2.3

## *Itinerario y paradas complementarias*

### **Parada 1. s'Estret des Temps**

En la localidad de s'Estret des Temps, situada en el límite meridional del Parc Natural de Mondragó, podemos observar un magnífico ejemplo de la dinámica de movimientos en masa y de caída de bloques que tiene lugar en los acantilados costeros. Es éste un fenómeno constante y repetitivo en el litoral rocoso formado por acantilados con paredes verticales, los cuales sobrepasan en la mayoría de casos los 20 m de altura (superando los 90 m en la zona del Cap Blanc) y están presentes, de forma más o menos continua, a lo largo de las costas meridional y oriental de la isla de Mallorca.

En el caso que podemos observar aquí se trata de una caída en masa de grandes bloques, con un volumen superior a los 1.430 m<sup>3</sup>, que tuvo lugar el mes de enero del año 2002, después de un intenso y prolongado periodo de lluvias. El desprendimiento se vio favorecido por la presencia de un sistema de diaclasas y fracturas muy marcado, paralelo a la dirección del acantilado.

La importancia del control estructural y de las discontinuidades de la roca en este movimiento de masas de s'Estret des Temps es evidente. En los campos de fractura observables en la plataforma superior hay una marcada componente de direc-



Figura 1. Movimiento de masas en s'Estret des Temps que involucra al paquete masivo formado por las calizas oolíticas, características de la unidad de *Calizas de Santanyí* del Mioceno superior.

cionalidad paralela a la fachada del acantilado, que se combina con un segundo grupo de fracturas de dirección perpendicular a la línea de costa. En concreto este gran colapso se produjo a partir de dos fracturas ortogonales de direcciones comprendidas entre 30°- 40° y 140° - 160°.

Por otro lado la naturaleza tabular de los cuerpos sedimentarios del Mioceno superior y su superposición en estratos subhorizontales, de diferente resistencia mecánica, acentúan el número de planos de debilidad del roquedo a la par que facilitan la acción de otros procesos y agentes como el oleaje, el cual claramente ha socavado en esta zona la debilidad litológica que representa las margocalizas (facies de manglar) presentes en la base de las *Calizas de Santanyí*.

## Parada 2. Punta des Sivinar

En la Punta des Sivinar pueden apreciarse claramente los patrones de zonación biológica e hidrodinámica que definen un gradiente de bioerosión y humectación de mar hacia tierra. A grandes rasgos es posible diferenciar en esta localidad del orden de tres dominios, correspondientes a: la plataforma litoral donde rompe el oleaje (a), la zona de salpicaduras (b) y el ámbito de acción de los rociones marinos (c). El primero de ellos viene caracterizado por una superficie subhorizontal cuya amplitud varía de 2 a 6 m en función del sector de la costa. La plataforma litoral está completamente cubierta por algas pardas –principalmente *Cystoceria* sp– y recubrimientos de algas coralináceas. Tan sólo pueden observarse algunas depresiones de orden centimétrico asociadas a la acción bioerosiva de los erizos de mar (*Paracentrotus lividus*) o, en el mejor de los casos, a alguna marmita de dimensiones modestas. Cuando el perfil de la costa se verticaliza, subiendo cerca de tres metros, encontramos unos 20 cm cubiertos por encostramientos de rodófitas y, tras ellos, una superficie rocosa intensamente alveolizada con numerosos ejemplares de *Patella rustica* y *P. caerulea*. Las lapas son los macroinvertebrados cuya acción bioerosiva es la más importante, en términos de rebajamiento de la superficie rocosa. En la Punta des Sivinar, las densidades medias para *P. rustica* oscilan de 418 a 3.387 ind/m<sup>2</sup> y el valor de su capacidad erosiva se ha estimado en 2,05 mm/a. También pueden observarse otros organismos que ejercen una actividad erosiva, aunque de importancia menor, como son *Monodonta turbinata*, *Chiton olivaceous*, *Vermetus triqueter*, *Melaraphe punctata* y *Melaraphe neritoides*. Por encima de esta primera ruptura de pendiente nos encontramos con una superficie horizontal correspondiente a una antigua rasa de abrasión, en la que la geometría tabular y las diferencias de textura y resistencia del roquedo mioceno han tenido un papel importante en su evolución. En los metros siguientes a partir del mar, en la zona afectada por las salpicaduras, aumenta la presencia de las superficies cubiertas por organismos filtradores, *Chthamallus depressus* y *C. stellatus*, que ejercen una doble acción de bioprotección y de bioerosión. En las oquedades de los pináculos, alvéolos y paredes de pozas y cubetas es frecuente encontrar individuos de *Melaraphe neritoides*, cuyas densidades pueden llegar a superar los 3.000 ind/m<sup>2</sup>. Puede apreciarse como la talla de estos organismos aumenta de mar hacia tierra a la par que disminuye su valor de densidad. En la zona de salpicaduras de la Punta des Sivinar la erosión asociada a *M. neritoides* se ha cuantificado en 0,003 mm/a, mientras que en la de spray se han obtenido valores en torno a 0,510 mm/a.

El estudio de los patrones erosivos de los organismos mencionados pone de manifiesto la necesidad de estudiar y entender la erosión de la costa rocosa desde un punto de vista ecológico, en la escala espacial y temporal correspondiente, teniendo en cuenta que la distribución de los organismos responde al ajuste mutuo de parámetros físicos (oleaje, temperaturas, microrelieve) y biológicos (competencia por el alimento, etología, etc.).



Figura 2. La zonación biológica e hidrodinámica de la costa rocosa en la Punta des Sivinar se pone de manifiesto en un gradiente de coloración de la superficie de la roca, de mar hacia tierra.

# 2.4

## EL MODELADO DE LA COSTA ROCOSA ORIENTAL DE MALLORCA: MACRO, MESO Y MICROFORMAS

---

Vicenç M. ROSSELLÓ<sup>1</sup>, Pau BALAGUER<sup>2</sup>, Joan J. FORNÓS<sup>3</sup>, Joaquín GINÉS<sup>3</sup>, Lluís GÓMEZ-PUJOL<sup>2</sup>, Josep E. PARDO-PASCUAL<sup>4</sup> y Francisca SEGURA<sup>1</sup>

1) Dept. Geografia. Universitat de València.

2) Institut Mediterrani d'Estudis Avançats (IMEDEA, CSIC-UIB), Esporles, Illes Balears.

3) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.

4) Departament d'Enginyeria Cartogràfica, Geodesia i Fotogrametria, Universitat Politècnica de València.

### INTRODUCCIÓN

La línea de costa es el resultado de un continuo cambio, reflejado en la geomorfología de la zona litoral, que obedece a la acción de los diversos procesos que actúan en ella. Contemplado el litoral como un sistema geomorfológico dinámico, cabe considerar que los procesos físicos, tanto hidrológicos como aerodinámicos, y los químicos –básicamente la disolución, sin olvidar el papel de la biota–, actúan a muy diversas escalas. El condicionamiento litológico y estructural de base puede dar lugar a una amalgama de formas que deben ser estudiadas a muy diversa escala (desde el orden kilométrico hasta el nanométrico).

El presente trabajo se centra en el estudio y caracterización morfológica de una zona peculiar de la isla de Mallorca, con caracteres diferenciales, que corresponde a las denominadas *marines*. Consisten en extensas áreas de desarrollo horizontal que pertenecen a una plataforma carbonática de progradación formada durante el Mioceno superior. Esta plataforma al llegar a la costa es seccionada por acantilados continuos de altura variable, desde pocos metros hasta más de un centenar de desnivel vertical. La continuidad lineal de los acantilados sólo se ve interrumpida de forma puntual por el encajamiento de barrancos cortos que, al llegar a la línea de costa, configuran las características calas. Las calas representan buena parte del registro geodinámico de la evolución glacioeustática y paleoclimática pleistocena, no ya sólo desde el punto de vista de las formas de erosión, sino también de los depósitos litorales asociados.

### LOS CONDICIONANTES DE BASE: LITOLOGÍA Y ESTRUCTURA TECTÓNICA

Los materiales que componen la costa acantilada oriental de Mallorca son muy uniformes en su composición y varían sólo en sus características texturales. Se trata de calizas y calcarenitas correspondientes al Mioceno superior. Constituyen esta formación dos unidades sedimentológicas diferentes que resultan de la progradación de una plataforma arrecifal con sus subambientes asociados. La inferior corresponde a la *Unidad Arrecifal* (Pomar, 1991) compuesta por calizas bioclásticas con abundante macrofauna y crecimiento de arrecifes de coral, que en esta zona se disponen como parches arrecifales. Se caracterizan



Figura 1. Aspecto general de las unidades del Mioceno superior (*Unidad Arrecifal* y *Calizas de Santanyí*) que afloran en los acantilados de Cala Mondragó y estructuras paleokársticas asociadas.

por presentar una gran porosidad, tanto interpartícula como móldica, especialmente a causa de la disolución preferente de la mineralogía aragonítica de los corales. Sus capas masivas exceden los 10 m de potencia y, puntualmente, pueden presentar laminación incipiente. Sobre este nivel y separada por una importante superficie de erosión y karstificación (Fornós, 1999), se dispone la segunda unidad denominada *Complejo Terminal* (Esteban, 1979/80) o *Calizas de Santanyí* (Fornós y Pomar 1983). Esta unidad está caracterizada por la superposición de una secuencia de subniveles muy bien estratificados, que en la base corresponden a margocalizas con abundantes estructuras verticalizadas interpretadas como suelos hidromorfos (*Complejo de manglar*), las cuales evolucionan en la vertical a calizas oolíticas que incluyen niveles estromatolíticos con grandes domos de dimensiones métricas y una estratificación más masiva. Puntualmente esta unidad superior puede estar afectada por estructuras de deformación, originadas por el paleokarst subyacente, que pueden llegar a provocar la brechificación total o parcial de dicha unidad (Fig. 1).

La intercalación de niveles margosos, así como la elevada variabilidad textural de la litología carbonatada (que va desde *rudstones*, *framestones* o *bindstones*, hasta *mudstones*, *packstones* y *grainstones*) proporcionará respuestas muy diferentes a los procesos geomórficos.

Los materiales carbonatados del Mioceno superior, como la totalidad de los correspondientes a esta edad en el archipiélago balear, son posteriores a la orogenia alpina y, en con-

secuencia, no han sufrido una deformación compresiva importante. Solamente se observa en ellos alguna fracturación y cierto diaclasamiento de tipo distensivo con orientaciones variables, si bien destacan los sistemas NE-SW, que puedan dar lugar a fracturas normales de orden kilométrico (Fornós *et al.*, 2002). También son frecuentes direcciones SW-NE y W-E o, incluso, WNW-ESE, que condicionan buena parte de los trazados de barrancos y torrentes encajados en la plataforma carbonatada y asociados a un ligero basculamiento de la misma en dirección SW.

Es especialmente destacable la fracturación paralela a la línea de costa, que coincide con las orientaciones estructurales más importantes, y el diaclasamiento asociado, responsable de buena parte del trazado actual de la misma y de los acantilados que la forman (Fornós *et al.*, 2005), así como de la mayoría de sus características morfológicas (Fornós y Gelabert, 1995).

## MACROMODELADO

Dentro de las formas del macromodelado, entendidas como tales aquéllas que se pueden englobar en órdenes de magnitud superiores al hectómetro y pueden llegar a alcanzar orden kilométrico, están básicamente los acantilados que limitan la plataforma carbonatada miocena (que ya han sido objeto de discusión en otro capítulo del presente volumen) y que se caracterizan por la incisión que en ellos efectúan los torrentes o barrancos (Fig. 2). A su vez originan en la línea de costa formas más complejas, simples o compuestas, que denominamos calas (Rosselló *et al.*, 1997; Rosselló, 2003 y 2004).



Figura 2. Cala Mondragó es la forma de macromodelado más característica del litoral carbonatado de Mallorca.

Rosselló (2005) ha dedicado especial atención al concepto lingüístico del término *cala*. En la literatura científica, la acepción francesa *calanque* (procedente del término occitano *calanco*) ha tenido más éxito y sería, según Trenhaile (1987), cualquier penetración litoral con características de garganta u hoz. A pesar de la utilización general de este término por parte de los autores franceses, su acepción ha sido diferente, abarcando desde cursos inferiores de pequeños valles secos, normalmente calizos, inundados y en ausencia de mareas (Blanchard, 1911), hasta un predominio del requisito de la sumersión en el que se englobaría el concepto de *calanque-ría*, por un lado, y el de *calanque-crique* aludiendo a una simple incisión erosiva con penetración decamétrica, por otro (Nicod, 1951 o Chardonnet, 1948, entre otros). Louis (1968) identificaría ambos conceptos y les daría una categoría inferior al de la ría.

Los autores alemanes utilizan de una forma dividida los dos términos sea *cala* o *calanque* (Ellenberg, 1983 o Kelletat, 1989, entre otros), manteniendo además la confusión con el concepto de ría al asociar estos últimos el concepto fisiográfico de *cala* con la palabra compuesta *Talbuchten*, que significaría valle acabado en bahía.

En cualquier caso, es evidente que en la geoforma de la *cala* hay una convergencia de factores, que podemos agrupar en cuatro apartados diferentes: la eustasia, la componente fluvial, la estructura tectónica y el karst. Así, cualquier *variación negativa del nivel del mar* favorece la incisión de los valles, mientras que cualquier subida, su inundación o relleno. Son conocidas las oscilaciones pleistocenas del mar así como su cronología (Shackleton y Opdyke, 1973), con unos rangos glacial-interglacial que pueden superar los 150 m de amplitud, que dejan por un lado incisiones en la plataforma submarina (Pedley *et al.*, 2002) y por otro terrazas marinas y/o depósitos de playa elevados (Cuerda, 1975, Butzer, 1985), entre otras características morfológicas y sedimentarias. En general la disposición de los límites de las calas, así como la pendiente de los fondos de los barrancos, demuestran que los canales fueron reacomodados con un nivel más bajo del mar (Butzer, 1962; Fornós *et al.*, 1998) ya que muestran su continuación en forma de encajamientos en la plataforma (Mateu, *et al.*, 2004). También hay que tener en cuenta, que dentro de los macizos kársticos la reiterada alternancia emersión-inmersión afecta a la morfogénesis subterránea, con variaciones importantes del nivel de base y pérdida o mantenimiento de la sustentación hidráulica. Nicod (1951) considera que el factor eustático primordial es la propia bajada marina, probablemente coetánea con un incremento de la precipitación que se traduce en el desarrollo de la karstificación y una acentuada incisión fluvial. La *componente fluvial* separaría claramente ría del término *cala* por el hecho de existir o no un trazado previo con posterior encajamiento fluvial (Paskoff y Sanlaville, 1978), y quizás por no tener prolongación fluvial (Nicod, 1972). Aunque el modelado fluvial puede ser reconocible, el aparato en su conjunto nunca puede ser considerado como estuario (cuencas muy pequeñas, poca precipitación, escaso desarrollo de la red de drenaje donde las calas corresponderían en su mayor parte a las cabeceras de un sistema fluvial en buena parte sumergido). La cuenca en la plataforma adyacente recoge el agua en vaguadas prácticamente imperceptibles que se encajan finalmente en barrancos, casi al llegar al mar, donde presentan pendientes entre un 0,5 y 4% que se continúan en la parte sumergida de las calas. Esta corta red de drenaje, en su mayor parte relictica, está condicionada por el modelado kárstico. Un factor primordial condicionante es sin embargo el papel que ejerce la *estructura tectónica*, dando lugar a lo que podríamos llamar calas estructurales cuya orientación preferente procede en gran medida de los tálvegs originales condicionados por las líneas de debilidad, casi siempre entrecruzadas, procedentes de la tectónica distensiva (Gelabert, 1998) que afecta a la plataforma carbonatada. Este fenómeno ha sido reconocido en otros emplazamientos del

litoral mediterráneo (en la Provenza, Berard, 1927 y Nicod, 1972; en Malta, Illies, 1981; en Túnez, Paskoff y Sanlaville, 1978; entre otros). Finalmente, tenemos el omnipresente *componente kárstico* de la plataforma carbonática cenozoica. Dejando de lado la presencia de cañones en estas áreas tabulares calizas, originados probablemente en condiciones más húmedas que las actuales y ligados al encajamiento producido en las etapas regresivas, las variaciones hidrostáticas condicionadas por la oscilación del nivel del mar pueden ejercer de factor desencadenante en el colapso de cavidades, generadas inicialmente en la zona de mezcla entre las aguas dulces y saladas en estas zonas litorales (Mylroie y Carew, 1990). Son claros los ejemplos al respecto, no tan sólo en Baleares donde abundan las hondonadas denominadas *olles* (Rosselló *et al.*, 2002; Fornós *et al.*, 2006), sino también las *cave collapse features* de Malta (Ellenberg, 1983; Pedley *et al.*, 2002) o las *semi-circular coves and sinkholes* de Túnez (Paskoff, 1985).

A modo de conclusión, podemos pues asumir que la cala obedece a una convergencia de procesos en los que la litología carbonatada (las calcarenitas del Mioceno superior, en nuestro caso) es la base fundamental. Por una parte, la invasión marina de la incisión fluvial pretérita (o de sucesivas incisiones correspondientes a diversos *low stands*, desde el Mioceno terminal) penetra el sistema fluvial o torrencial, ahora no funcional. Su trazado suele venir condicionado por la estructura tectónica, la dirección de cuyas fracturas sirve de pauta a la red y, en consecuencia, al diseño de las calas. El relleno de los valles incisivos, ya sea por sedimentación marina, continental o bien de transición, es otro aspecto importante que condiciona la morfología de las calas, y por ende sus índices morfométricos, desde una perspectiva eustática y/o paleoclimática. Pero si un aspecto merece mayor atención, es el marchamo que ofrece el karst desarrollado sobre la plataforma carbonatada y que, por medio de los cañones o de las cavidades y colapsos litorales invadidos por el mar donde la disolución se suma a los efectos mecánicos, permite establecer una clara diferenciación con las rías.

### *El ejemplo de Cala Mondragó*

Cala Mondragó puede considerarse como el modelo de referencia del término cala (Rosselló, 2006), donde el mar ha penetrado en una serie de barrancos radiales los colectores de los cuales se siguen mar adentro. En su desarrollo, tanto la tectónica, como la litología, los aspectos fluviales, el karst y la inmersión, han desempeñado un papel fundamental.

Con una pluviometría que no alcanza los 500 mm anuales, los torrentes presentan una escorrentía esporádica y efímera que parece evidenciar que nos encontramos ante una red relictica, con unas cuencas y regímenes actuales que no justifican ni los trazados ni la incisión relativamente acusada; a este hecho hay que añadir la ausencia de transporte terrígeno en los canales, exceptuando pequeñas acumulaciones procedentes de la dinámica de laderas.

Cala Mondragó se abre en los materiales carbonatados del Mioceno superior discordantes sobre los relieves estructurales (plegados) mesozoicos de las Serres de Llevant. En la mayor parte de la cala afloran los niveles de la *Unidad Arrecifal* sobre la que se disponen, mediante una superficie de erosión y karstificación, las *Calizas de Santanyí*, cuya mayor potencia se aprecia en los límites externos de la cala con espectaculares acantilados que forman prácticamente la totalidad de dichas paredes. De forma esporádica, tanto encima como adosados a los acantilados y/o paleosenadas, son visibles depósitos más o menos

potentes de eolianitas pleistocenas. La plataforma caliza presenta un comportamiento endorreico e incluso arreico, relacionado en buena medida con el carácter kárstico de su hidrología. Destacan por encima de todo las estructuras paleokársticas (Fornós, 1999) a modo de grandes embudos con deformación y brechificación de parte de los depósitos calcareníticos del Mioceno superior, cuyo grado de cementación y resistencia a la meteorización condiciona en buena medida el mesomodelado de la cala o incluso una indentación preferente inicial de la misma.

La disposición horizontal, postorogénica, del Mioceno superior, no excluye una importante fracturación, diaclasación y microfracturación de tipo distensivo, de direcciones prácticamente ortogonales (N 50° E y N 40° W; Butzer, 1962), cuyo trazado origina las líneas de debilidad que sin duda influyen en la configuración del litoral a escala decamétrica o hectométrica.

La plataforma carbonatada presenta una suave inclinación (1-2 %) que, unida a la dirección estructural preferente ENE, condiciona el trazado de los canales fluviales. Su reducida cuenca, poco superior a los 14 km<sup>2</sup>, no parece justificar una dinámica fluvial muy intensa capaz de las incisiones presentes, al menos en la actualidad, por lo cual hay que pensar en una red inicial que probablemente tenga su inicio en el Plioceno, si no en el Mioceno terminal. En Mondragó encaja la definición de Penck (1894) de cala como “valle de erosión corto y sumergido”; de todas formas el acortamiento de las calas se debe más bien a los procesos sedimentarios, visibles en la actualidad, por ejemplo, en s'Amarador donde existe una pequeña albufera.

El papel del karst en Mondragó no es tan evidente si dejamos de lado el funcionamiento hidrológico; las formas kársticas claras (dolina/colapso) como las descritas en Menorca no parecen ser la raíz inicial de este conjunto. Tan sólo cabe resaltar los ya comentados colapsos paleokársticos, que modelan a una escala menor el desarrollo de las articulaciones litorales.

Sin duda la acción marina es aquí el factor fundamental, habida cuenta de la sucesión de variaciones del nivel del mar, perfectamente establecidas dentro del Pleistoceno (Bassinot *et al.*, 1994). En este sentido, sin descartar la posibilidad de calas de origen sólo marino, la mayoría presentan características fluvio-marinas que las asemejan a las rías. El mecanismo repetitivo de ascenso-descenso del nivel marino sería el factor principal. Cada bajada implicaría una incisión del sistema fluvial, mientras que el siguiente ascenso transgresivo favorecería un proceso sedimentario con formación de restingas y albuferas rotas eventualmente por la acción torrencial. El último descenso würmiense (MIS 2) daría lugar a la máxima incisión, con el probable vaciado de todo el relleno sedimentario anterior.

#### *El relleno sedimentario de los barrancos*

Una de las características de los fondos de las calas es la presencia de rellenos sedimentarios (Fig. 3) que muestran todas las características de los *incised valley infillings* (Fornós *et al.*, 2002). Se trata de rellenos de valles profundos que pueden superar los 20 m (en los depocentros) y están limitados por paredes verticales con fondos planos. En Cala Mondragó las paredes limitantes se suavizan en dirección al mar y los rellenos, que *onlapan* las calcarenitas del Mioceno superior, muestran complejas geometrías sedimentarias con una alternancia de arenas bioclásticas blancas, limos negros con fauna de aguas dulces y salobres, limos y arcillas rojas, así como microconglomerados y brechas. Todos estos materia-

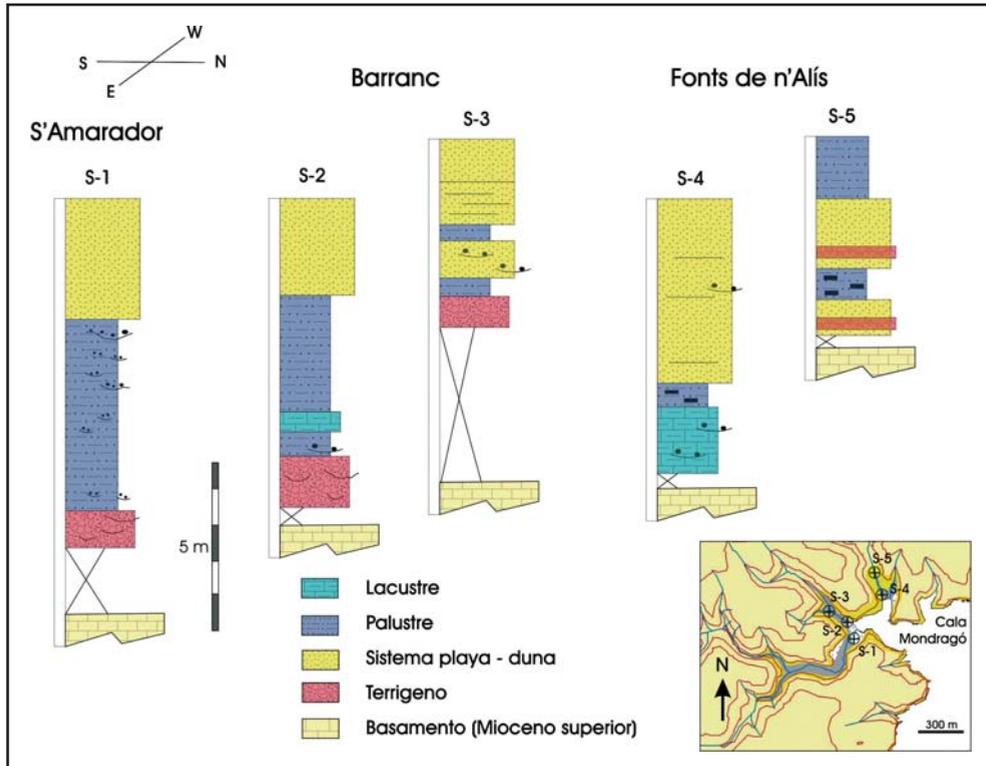


Figura 3. Localización, estratigrafía e interpretación paleoambiental de los sondeos realizados en el relleno sedimentario de las Fonts de n'Alís (Cala Mondragó, Santanyi).

les se hallan no consolidados y fueron depositados en ambientes litorales (marjales, albuferas, playa y sistema dunar). La totalidad de estos rellenos han sido datados como Holoceno (Yll *et al.*, 1997), registrando su deposición las fluctuaciones del nivel marino en ese periodo así como la influencia continental, e indicando claramente el vaciado e incremento de la incisión que se debió producir durante el último episodio glacial.

## MESOMODELADO

Describiremos aquí como mesomodelado a aquellas formas litorales que de manera amplia podemos considerar de orden decamétrico, formas que vienen regidas en su mayor parte por la fracturación o diaclasamiento, por los procesos de disolución kárstica y/o modelados heredados (paleokarst, p.e.) y por la estratigrafía. En la mayoría de casos podemos englobar aquí las denominadas cuevas marinas y las capturas kárstico-marinas.

La articulación de la línea de costa viene condicionada por los dos sistemas de fracturación comentados anteriormente. Además puntualmente, como en el caso del Caló d'en Perdiu, la presencia de fracturas perpendiculares a la línea de costa favorecen la entrada del mar en esos puntos, por erosión marina, aprovechando la debilidad estructural.

La estratigrafía ejerce también un papel importante en la erosión diferencial a causa de la diferente competencia de los niveles que componen el Mioceno superior (calizas *vs.* margocalizas), lo cual puede dar lugar a un cierto escalonamiento de los acantilados o bien favorecer la dinámica de retroceso de los mismos, por caída de bloques debidos a la zapa de los niveles margosos basales.

El mesomodelado, sin embargo, más interesante de la costa oriental de Mallorca coincide con las paleoestructuras de colapso kárstico intramiocenas (Fig. 4). Estas formas, originadas inicialmente por un vacío en los niveles correspondientes a la *Unidad Arrecifal*, provocan el hundimiento de la unidad superior (*Calizas de Santanyí*), dando lugar a una morfología en embudo que distorsiona por una parte la estratificación horizontal de aquellos niveles, a la vez que provoca la variación textural del nivel superior en determinados puntos.

En la mayoría de casos que podemos observar en Mondragó se produce una conjunción de los tres fenómenos que acabamos de mencionar, originándose cuevas marinas muy características que aprovechan preferentemente estructuras paleokársticas (Ginés, 2000).

#### *Las cuevas marinas*

Las cuevas marinas son cavidades originadas como resultado de la erosión, en gran parte mecánica, asociada al ambiente energético que caracteriza las costas acantiladas. La acción erosiva aprovecha puntos de debilidad de la roca, sean discontinuidades sedimentarias o estructurales, viéndose favorecida también por la acción de los procesos bioerosivos (Trudgill, 1985). La caída de bloques y fragmentos de roca por desprendimiento mecánico, que justifica el crecimiento volumétrico de la cavidad, contribuye a modelar su forma definitiva. Estas cavidades suelen presentar aperturas al nivel del mar con una penetración hacia el interior de la roca de poca relevancia (Gràcia y Vicens, 1998), con un suelo ascendente y abundante acumulación de bloques heterométricos que engloban sedimentos marinos. Este tipo de cavidades también han sido descritas por debajo del actual nivel del mar (Gràcia *et al.*, 1997), mostrando marcaciones horizontales a una cota en torno a los -15 m que registran paleoniveles marinos pretéritos. Ginés (2000) indica, en este sentido apoyándose en el registro de las cristalizaciones freáticas de las cuevas litorales, que durante los últimos 200 ka el mar se habrá estabilizado en este nivel al menos en seis ocasiones.

#### *El papel de los colapsos del paleokarst mioceno*

La presencia de las paleoestructuras de colapso descritas anteriormente tiene una gran incidencia en la formación de cuevas de génesis marina. La erosión marina suele explotar la zona de debilidad constituida por la zona central del colapso paleokárstico, donde los materiales pertenecientes a las *Calizas de Santanyí* presentan una abundante fracturación, y también brechificación, debida al proceso de hundimiento. Sin embargo, este modelo genético simple, se materializa en unos resultados totalmente contrapuestos en todo el litoral que va de la zona de s'Estret des Temps hasta Cala Mondragó. En esta zona las chimeneas centrales de los colapsos, en su mayor parte formadas por cuerpos verticales de brechas, tienen una sólida cementación que rellena prácticamente todo su espacio interpartícula. Ello origina una respuesta totalmente diferente frente a la erosión marina, de forma que este eje central resiste mejor la erosión marina, dando lugar a salientes en el tra-

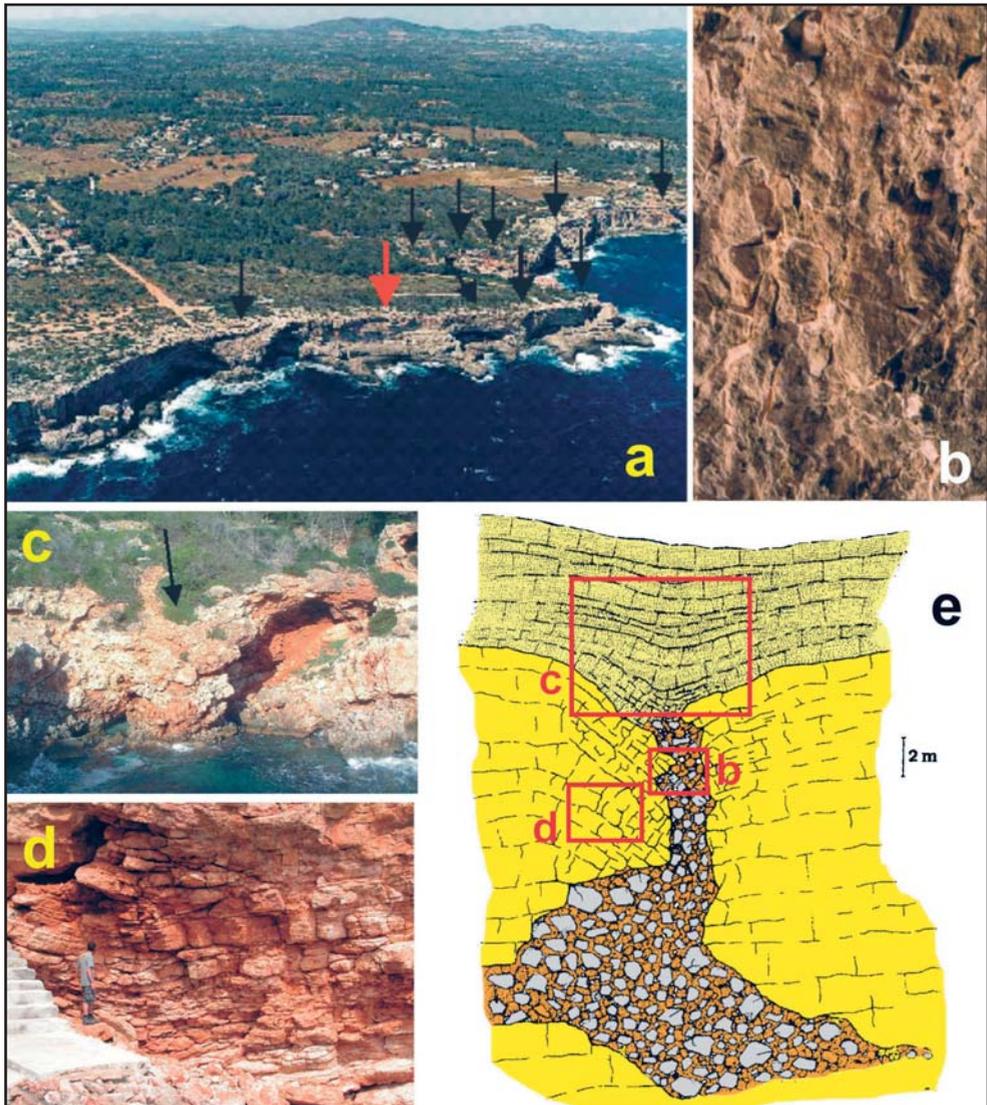


Figura 4. a) El mesomodelado de la zona de Mondragó viene condicionado por la presencia de paleoestructuras de colapso kárstico intramiocenas; b) brechas de colapso; c) núcleo del colapso; d) microfracturación asociada; e) modelo genético.

zado litoral. En estos casos, la acción erosiva marina suele concentrarse (Fig. 5) en los flancos laterales de la estructura paleokárstica, donde es mayor la densidad de fracturación y, por otro lado, resultan expuestos los materiales de menor competencia (margocalizas de los niveles de manglar del *Complejo Terminal*; Fornós y Pomar, 1983). La disposición relativamente elevada de estas formas de erosión marina en algunos de los colapsos, implicaría un desarrollo en tiempos correspondientes a un nivel marino más alto (último interglacial; Ginés, 2000). El antagonismo de los casos expuestos, hace que la variabilidad morfo-

lógica de las cuevas de abrasión marina sobre estas estructuras de deformación sea muy grande. Mucho más, si además tomamos en consideración el hecho de que la altimetría y cronología de las cavidades vendrá controlada por el nivel marino que las ha generado, así como por la paleogeografía y disposición estratigráfica del *Complejo Terminal* mioceno.

La Fig. 6 describe la evolución de un paleocolapso kárstico de deformación frágil (Balaguer y Fornós, 2004), como resultado de la acción de los procesos marinos y subaéreos. En un primer estadio (Fig. 6a) los flancos del paleocolapso forman un acantilado de perfil ver-

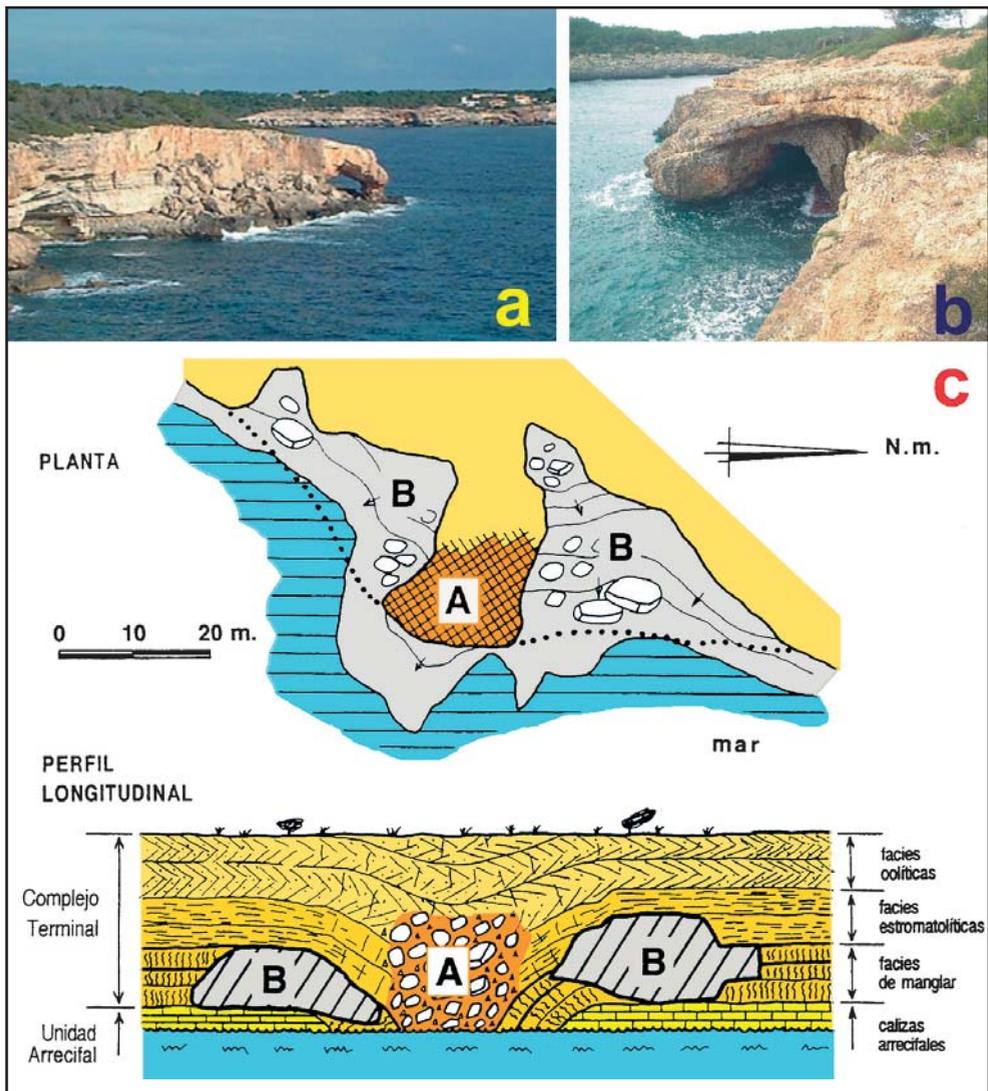


Figura 5. a y b) Aspectos morfológicos relevantes de la interacción entre la dinámica marina y las estructuras de paleocolapsos kársticos intramiocenos; c) modelo de formación (A, zona brechada fuertemente cementada; B, cuevas marinas excavadas en los flancos laterales del colapso).



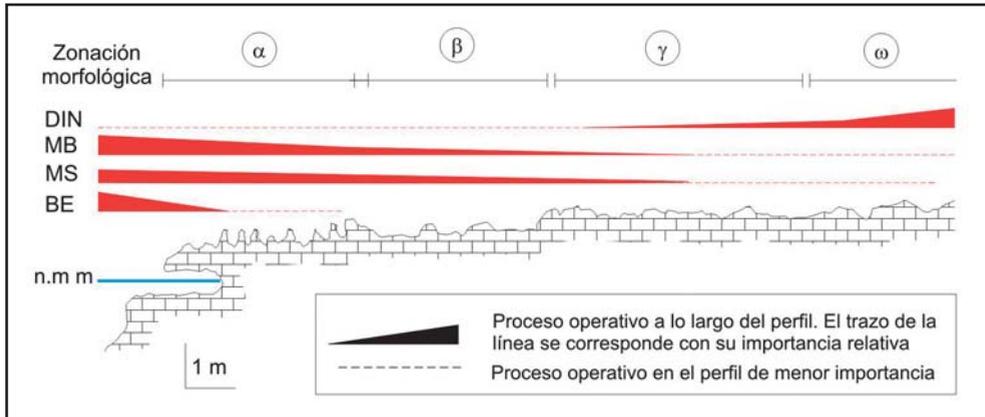


Figura 7. Alcance de los procesos activos en los perfiles con karren litoral en Mallorca, de acuerdo con las observaciones al microscopio electrónico de barrido y a la zonación morfológica.

que tienen una naturaleza asociada principalmente a procesos mecánicos (marmitas, *notch*, plataformas litorales) o biológicos (*trottoir*) y (b) aquellas formas de disolución y/o bioerosión que integran el *karren litoral* o lapiaz litoral.

El *karren litoral* se caracteriza por presentar una gradación interna y una organización muy acusada. Esta gradación de formas, que en la zona litoral va pareja a la gradación de la flora y la fauna, es una de las características que definen las costas rocosas y que está asociada al grado de humectación derivada de la dinámica marina (oleaje y mareas) y de la forma del perfil de la costa. En un perfil mar-tierra podemos distinguir una serie de módulos que se caracterizan por una convergencia de formas (Fig. 7): la *plataforma litoral* es el primero de los módulos, con una extensión que oscila entre los 2 y los 12 m. Las formas más usuales que se pueden identificar son marmitas y alveolos (ligados a la actividad biológica de equinodermos) así como abundantes bioconstrucciones (verméticos y algas coralíneas). El siguiente de los módulos, *zona α*, queda delimitado hidrodinámicamente por la rompiente del oleaje sobre la línea de costa. Las formas características son el *notch* y una pléyade de microalveolos superpuestos, en cuyo origen tiene un papel principal la actividad biológica de cianófitos, líquenes, hongos y gasterópodos. Tras ellos aparecen las únicas formas de relieve positivo del karren litoral, los pináculos, consistentes en un conjunto de cuerpos piramidales de dimensiones decimétricas de apariencia esponjiforme en cuyo desarrollo juega un papel importante la presencia de microfracturas. En conjunto las superficies de la *zona α* son muy rugosas, quedando en condiciones de episodios secos cubiertas de eflorescencias salinas. El tercer módulo, *zona β*, se corresponde con la zona de salpicaduras. Se caracteriza por la presencia de pináculos y el desarrollo de las primeras pozas o cuencos (*kamenitzas*). Dentro ya del dominio del *spray*, donde el aerosol marino es el que aporta la máxima humectación, arranca el módulo designado como *zona γ*. Las formas más características son las *kamenitzas*, normalmente aisladas unas de otras, con superficies intermedias microalveolizadas, disminuyendo esta microalveolización en dirección a tierra, a la par que disminuye la cobertura biológica de cianófitos y se incrementa la presencia de hongos y líquenes. No es difícil encontrar formas residuales de conductos de subsuelo desenterrados y ligeramente retocados por los procesos y agentes marinos. Finalmente, allí donde los procesos marinos ya son muy difusos, *zona ω*, aún pode-

mos encontrar algunas *kamenitzas* y en general formas muy suaves y redondeadas, con abundancia de líquenes, y con todo un espectro de formas de transición entre aquéllas características del karren litoral y las propias del criptolapiaz.

Puesto que la organización responde a una zonación hidrodinámica y por ende, también biológica, los cambios en el perfil de la costa o bien en el nivel marino, pueden desencadenar un ciclo de reajustes que explicaría la organización y superposición del micro-

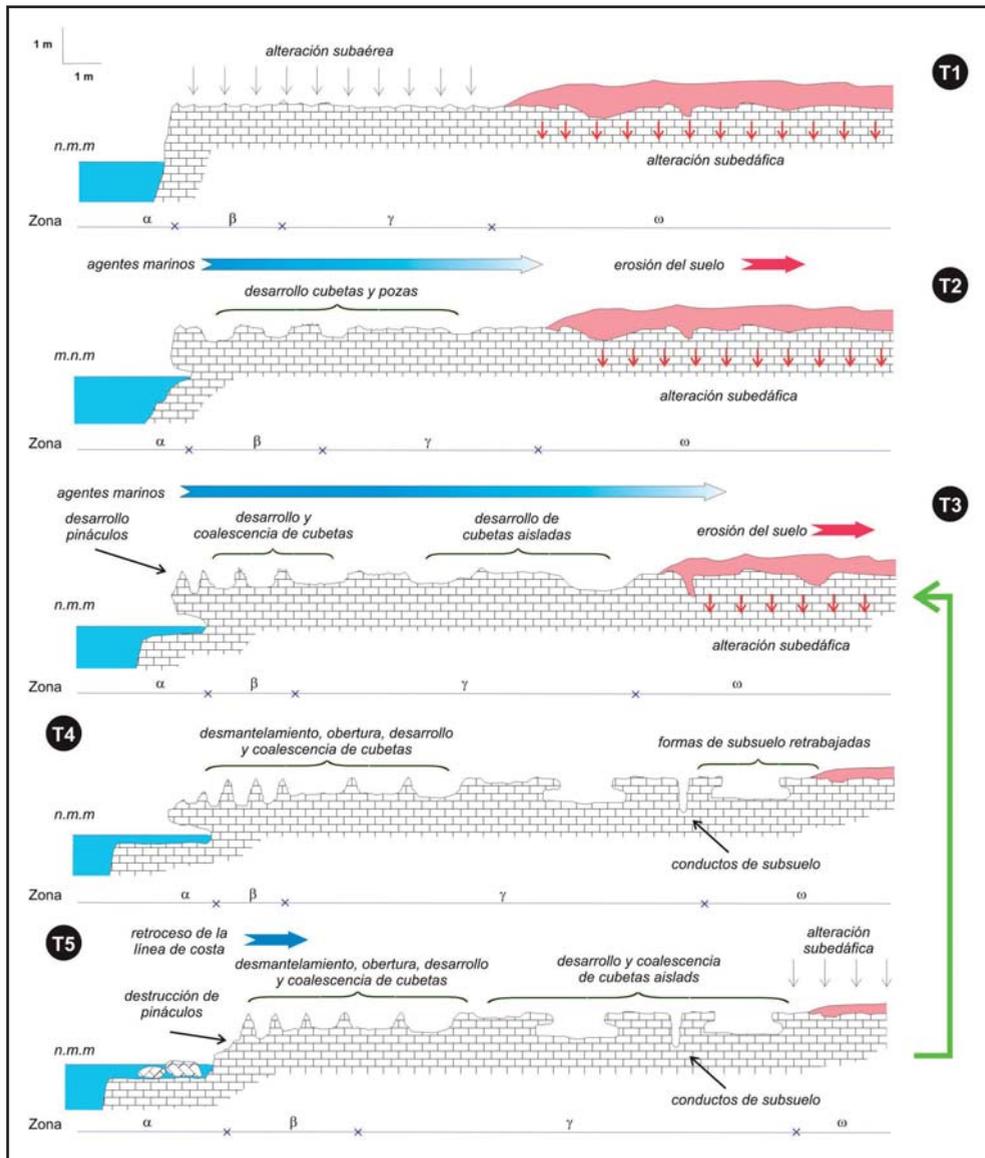


Figura 8. Modelo evolutivo del karren litoral en Mallorca.

modelado del roquedo calcáreo. El modelo evolutivo (Fig. 8) recoge el ciclo de formación y articulación de las formas, que a grandes rasgos se puede resumirse en la interacción de un vector terrestre con otro marino. El primero, a partir de la coalescencia de las *kamenitzas* acaba formado pináculos, que a la vez son desmantelados por la acción del oleaje ampliando la dimensión de la plataforma litoral. El segundo de los vectores, el terrestre, a raíz de la erosión de la cubierta edáfica deja al descubierto formas de criptolapias, que pasarán a incorporarse a la dinámica del vector marino y contribuirán lentamente al retroceso y desmantelamiento de la costa.

### *La Punta des Sivinar*

La Punta des Sivinar es un enclave característico en cuanto a la formación y organización de las formas del micromodelado costero del S y SE de Mallorca (Gómez-Pujol, 2006). Se trata de un acantilado de unos 15 m de altura formado por las *Calizas de Santanyí*, que descansa sobre una rasa de poco más de 20 m de ancho situada unos 3 m por encima del nivel del mar y que corresponde a la *Unidad Arrecifal*. El perfil de costa que nos ocupa tiene una longitud de 26 m que cubren un desnivel de 3 m, desde el plano que define la plataforma litoral hasta el pie del acantilado. En él pueden diferenciarse, al menos, tres unidades en función del microrelieve:

La *zona  $\alpha$* , está comprendida entre el cambio de pendiente de la plataforma hacia tierra y la transición de la componente vertical del perfil a la horizontal. Los segmentos inferiores de esta zona presentan alveolos y microalveolos junto con depresiones de pequeñas dimensiones bioconstruídas por la acción de *Chtamallus stellatus*. Coincidiendo con el cambio de pendiente se localizan los primeros pináculos aislados de apariencia ruiforme, de unos 50 cm de altura, sobre los que se superponen una gran cantidad de microalveolos.

La *zona  $\beta$*  se corresponde con la presencia de las primeras *kamenitzas* (de las mayores observadas en toda la isla, con anchuras que sobrepasan los 3 m de longitud y profundidades de más de 30 cm) y algunos pináculos que en su mayor parte corresponden a las paredes de separación entre las *kamenitzas*. La superficie entre ellas está completamente alveolizada.

Finalmente, la *zona  $\gamma$* , está definida por una superficie que incorpora diversas *kamenitzas* de forma aislada, irregulares y complejas al darse algunos casos de coalescencia. De dimensiones mayores que en la zona anterior, estas formas presentan menor profundidad; la intersección con la fracturación condiciona su desarrollo pero no sus límites, ya que la mayoría son sinuosos. En el espacio entre *kamenitzas* se puede observar la importancia del ensanchamiento de las grietas, que también están alveolizadas.

### *Agradecimientos*

El presente trabajo es una contribución al proyecto CLG2006-11242-C03-01-BTE financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. y Lancelot, Y. (1994). The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91-108.
- Balaguer, P. y Fornós, J.J. (2004). Influencia de los paleocolapsos cársticos del Mioceno superior en la evolución actual de la línea de costa del S y SE de Mallorca. *Actas de la VIII Reunión de Geomorfología*, Toledo, septiembre.
- Bérard, A. (1927). La morphologie côtière de Marseille à Toulon. *Annales de Géographie*, 36: 67-70.
- Blanchard, R. (1911). Les côtes de Provence. Notes de morphologie côtière. *La Géographie*, 24: 201-224.
- Butzer, K.W. (1962). Coastal Geomorphology of Majorca. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, 52(2) : 191-212.
- Butzer, K.W. (1985). La estratigrafía del nivel marino en Mallorca en una perspectiva mundial. En: *Geomorfología Litoral y Cuaternario*. Homenaje a Juan Cuerda, pp. 17-33. Universitat de Valencia, Zuric Eidgenössische Technische Hochschule, Universitat de Palma de Mallorca. Valencia.
- Chardonnet, J. (1948). Les calanques provençales. Origine et divers types. *Annales de Géographie*, 57 : 289-297.
- Cuerda, J. (1975). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Instituto de Estudios Baleáricos, Palma de Mallorca. 304 pp.
- Ellenberg, L. (1983). Die Küsten von Gozo. *Essener Geogr. Arb.*, 6: 129-160.
- Esteban, M. (1979/80). Significance of the Upper Miocene reefs of the western Mediterranean. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 29: 169-188.
- Fornós, J.J. (1999). Karst collapse phenomena in the Upper Miocene of Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Acta Geologica Hungarica*, 42(2): 237-250.
- Fornós, J.J. y Pomar, L. (1983). Mioceno superior de Mallorca: Unidad Calizas de Santanyí ("Complejo Terminal"). *El Terciario de las Baleares*. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, 177-206.
- Fornós, J.J. y Gelabert, B. (1995). Lithology and tectonics of the majorcan karst. *Endins*, 20: 27-43.
- Fornós, J.J., Fumanal, M.P., Pons, G.X., Barón, A., Fornés, A., Pardo, J.E., Rodríguez-Perea, A., Rosselló, V.M., Segura, F. y Servera, J. (1998). Rebliment holocènic de la vall incisa del barranc d'Algendar (Cala Galdana, sud de Menorca, Mediterrània Occidental). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 41: 173-189.
- Fornós, J.J., Gelabert, B., Ginés, A., Ginés, J., Tuccimei, P. y Vesica, P.L. (2002). Phreatic overgrowths on speleothems: a useful tool in structural geology in littoral karstic landscapes. The example of eastern Mallorca (Balearic Islands). *Geodinamica Acta*, 15: 113-125.
- Fornós, J.J., Balaguer, P., Gelabert, B. y Gómez-Pujol, L.L. (2005). Pleistocene formation, evolution and retreat rates of a carbonate coastal cliff (Mallorca Island, Western Mediterranean), *Journal of Coastal Research*, SI 49: 15-21.
- Fornós, J.J., Ginés, J., Ginés-Pujol, L.L., Riquelme, J. y Rosselló, V.M. (2006). Descripció geomòrfica des Màrmols fins as Balç (Santanyí): un segment modèlic del litoral marinenc a Mallorca. *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a Joan Cuerda. Palma, Monografies de la Soc. Hist. Nat. Balears*, 12: 209-234.
- Gelabert, B. (1998). *La estructura geològica de la mita occidental de la isla de Mallorca*. Instituto Tecnològic Geomínero de España. Colección Memorias. 129 pp.
- Ginés, J. (2000). *El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. Inédita. 595 pp.
- Gómez-Pujol, L.L. (2006). *Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. 223 pp. Inédita.
- Gràcia, F. y Vicens, D. (1998). Aspectes geomorfològics quaternaris del litoral de Mallorca. En: Fornós, J.J. (ed.), *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. pp. 307-329.
- Gràcia, F., Clamor, B., Aguiló, C. y Watkinson, P. (1998). La cova del Drac de Cala Santanyí (Santanyí, Mallorca). *Endins*, 22: 55-66.
- Illies, J.M. (1981). Graben formation. The Maltese Islands –a case history-. *Tectonophysics*, 73:151-168.
- Kelletat, D. (1989). *Physiche Geographie der Meere und Küsten*. Stuttgart, G.B. Teubner.
- Louis, H. (1968). *Allgemeine Geographie* (3ª ed.). Berlin Walter de Gruyter.
- Mateu, G., Acosta, J., Viñals, M.J., Moreiro, M., Nadal, G. y Mateu-Vicens, G. (2004). The Last-glacial maximum (18.000-14.000 BP) and its micropaleontological, paleogeographic and paleoceanographic register in the Balearic Sea. *37 CIESM Congress*, Barcelona, 7-11 June.

- Mylroie, J.E. y Carew, J.L. (1990). The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 413-424.
- Nicod, J. (1951). Le problème de la classification des « calanques » parmi les formes de côtes de submersion. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 2-3 : 120-127.
- Nicod, J. (1972). *Pays et paysages du calcaire*. Paris, Presses Universitaires de France. 244 pp.
- Paskoff, R. (1985). Malta. En: Bird, E.C. y Schwartz, M.L. (eds.), *The World's Coastlines*. New York, Van Nostrand Reinhold Co.
- Paskoff, R. y Salanville, P. (1978). Observations géomorphologiques sur les côtes de l'archipel maltais. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 22-3 : 310-328.
- Pedley, M., Hugues-Clarke, M. y Galea, P. (2002). *Limestone Isles in a Crystal Sea. The Geology of the Maltese Islands*. Publishers Enterprises Group, Malta. 109 pp.
- Pomar, L. (1991). Reef geometries, erosion surfaces and high frequency sea-level changes, upper Miocene Reef Complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology*, 38: 243-269.
- Rosselló, V.M. (2003). Las calas y la costa del Migjorn. A: Rosselló, V.M., Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, L.L. (editores), *Introducción a la Geografía Física de Menorca*. AGE, Universitat de València – Societat d'Història Natural de les Balears, 8: 87-100.
- Rosselló, V.M. (2004). El litoral i les cales. In: Fornós *et al.* (eds.) *Història Natural del Migjorn de Menorca: el medi físic i l'influx humà*. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 11 :177-200.
- Rosselló, V.M. (2005). Cala, una mesoforma litoral: concepte, models i aproximació morfomètrica. *Cuadernos de Geografía*, 77: 1-18.
- Rosselló, V.M. (2006). Cales, torrents, fractures i carst a Mondragó (com a pretext). *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 12: en prensa.
- Rosselló, V.M., Fornós, J.J., Fumanal, M.P., Pardo, J.E. y Rodríguez-Perea, A. (1997). Elementos morfo-genéticos de las calas y barrancos del sur de Menorca. *Dinámica Litoral, Actas del XV Congreso de Geógrafos Españoles, Santiago, 15-19 Set*, Universidad de Santiago de Compostela, 1: 245-255.
- Rosselló, V.M., Fornós, J.J., Gelabert, B., Giménez, J., Ginés, J., Pardo, J.E. y Segura, F. (2002). El papel del karst en el macromodelado litoral: el ejemplo de las calas de las Islas Baleares. En: Carrasco, G., Durán, J.J. y Andreo, B. (eds), *Karst and Environment*. Málaga, Fundación Cueva de Nerja, 565 pp. Cf. Pp. 329-335.
- Trenhaile, A.S. (1987). *The geomorphology of rock coasts*. Clarendon Press. Oxford. 384 pp.
- Trudgill, S.T. (1985). *Limestone Geomorphology*. Longman. London. 196 pp.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V-28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10<sup>5</sup> and 10<sup>6</sup> year scale. *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Yll, E.I., Pérez-Obiol, J. Pantaleon, J.M. y Roure, J.M. (1997). Palynological evidence for climatic change and human activity during the Holocene on Minorca (Balearic Islands). *Quaternary Research*, 48: 339-347.

# Anexo 2.4

## *Itinerario y paradas complementarias*

### **Parada 1. Punta des Sivinar (acantilado)**

En la Punta des Sivinar, como en buena parte de la costa oriental de Mallorca, son fácilmente observables a lo largo de todos los acantilados unas formas resultantes de la interacción entre la dinámica marina y los demás procesos evolutivos implicados: se trata de los colapsos paleokársticos intramiocenos, que afectan con una cierta periodicidad a los materiales del Mioceno superior. Estas estructuras de deformación condicionan respuestas geomorfológicas diferentes, cuyo resultado queda patente en la mesoescala del litoral.

Por un lado, queda bien claro cómo la erosión marina puede explotar la zona de debilidad que corresponde a la parte central del colapso paleokárstico, allí donde los materiales de las *Calizas de Santanyí* (Mioceno superior) ofrecen una mayor fracturación y una acusada brechificación; los niveles más masivos que constituyen las calizas arrecifales basales resisten mejor.

La existencia de estos colapsos repercute especialmente en la presencia de cuevas de génesis marina, así como en la formación de entrantes y salientes más o menos pronunciados a lo largo del litoral. Sin embargo, el papel de los colapsos puede ser ambivalente e incluso antagónico: dependiendo del grado de cementación de las brechas, así como de la implicación de los niveles margosos de las *Calizas de Santanyí*, pueden originarse disposiciones totalmente contrapuestas en lo que respecta a la influencia del paleokarst en la trayectoria de la línea de costa.



Figura 1. El mesomodelado de la costa oriental de Mallorca viene condicionado por las estructuras paleokársticas intramiocenas y los sistemas de eolianitas del Pleistoceno.

## Parada 2. Punta des Sivinar (plataforma)

El saliente de la Punta des Sivinar es un enclave modélico en cuanto a la organización y presencia de los elementos característicos del micromodelado litoral del S y SE de Mallorca. Sobre una antigua plataforma litoral de 20 m de ancho, flanqueada por un acantilado de 15 m de altura y elevada poco más de 2 m sobre el nivel del mar, se identifica cada uno de los elementos del *karren* litoral y otras formas asociadas como plataformas litorales actuales, *notchs*, marmitas y *trottoirs*.

La Fig. 2 sintetiza la distribución espacial e interrelación de las formas que se han desarrollado sobre la *Unidad Arrecifal* del Mioceno superior, aprovechando las variaciones texturales y las estructuras sedimentarias de este ambiente. De mar hacia tierra, distinguimos cuatro zonas en función del gradiente hidrodinámico, biológico y morfológico. La primera de ellas corresponde a la plataforma litoral, de 2 a 5 m de ancho, completamente recubierta por algas pardas (principalmente *Cystoceria* sp.) y algas coralináceas (Fig. 3a). Le sigue la ruptura de pendiente y las únicas formas positivas del micromodelado litoral: los pináculos (Fig. 3b). Se trata de cuerpos piramidales completamente recubiertos de microalveolos y alveolos de orden centimétrico que le dan al conjunto una apariencia esponjosa. Sus dimensiones son variables, así como su grado de aislamiento. Los pináculos más próximos a la zona de batida del oleaje están aislados, mientras los de carácter más terrestre mantienen unidas sus bases por una pequeña cresta de pocos milímetros de altura. El siguiente conjunto lo define una zona donde pináculos y cubetas conectadas entre sí son las formas dominantes (Fig. 3c). Sus dimensiones son variables en función del grado de coalescencia de las formas, siendo posible identificar en las paredes de las cubetas diferentes extraplomos. Las paredes de las cubetas presentan un grado importante de alveolización y su fondo es ligeramente rugoso, tanto más cuanto más cerca están de las salpicaduras del oleaje. Finalmente, la última de las zonas corresponde a las cubetas aisladas cuyas superficies intercaladas permiten observar el ensanchamiento de grietas por disolución o, en el caso de las superficies subhorizontales, una leve rugosidad (Fig. 3c).

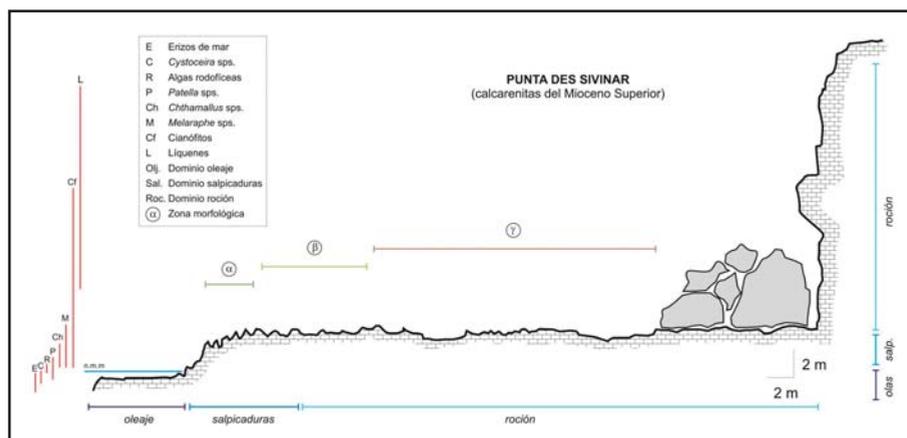


Figura 2. Zonación morfológica, biológica e hidrodinámica del perfil litoral de la Punta des Sivinar (Santanyí).

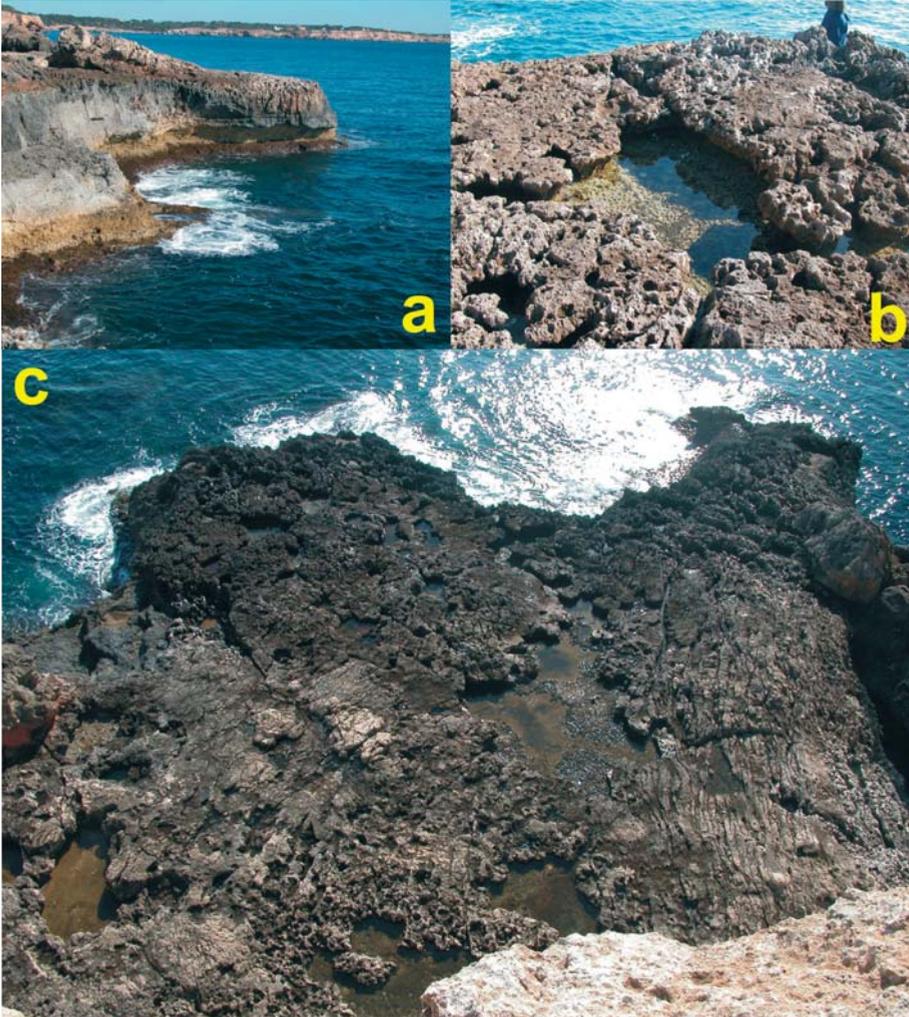


Figura 3. Organización y elementos del micromodelado litoral en la Punta des Sivinar. a) Detalle de la plataforma litoral, mostrando el desarrollo de *trottoir* y *notch* con diferentes grados de evolución. b) Apariencia esponjosa de los pináculos y cubetas coalescentes de fondo plano con extraplomos. c) Vista panorámica de la plataforma y la organización de las formas.

### Parada 3. Cala Mondragó (s'Amarador – Fonts de n'Alis)

El entramado de calas radiales del conjunto de Mondragó es el ejemplo más paradigmático de las macroformas resultantes de la combinación de los cambios eustáticos del nivel marino y las interferencias de los modelados fluvial, kárstico y marino con el dispositivo estructural.

El complejo paisajístico de Mondragó se caracteriza por ser una bahía de pequeñas dimensiones, pero con un elevado grado de articulación que le confiere una personalidad acusada. Cada uno de los entrantes (s'Amarador, Caló d'en Garrot-



Figura 4.

Estany de s'Amarador.



Figura 5.

Fonts de n'Alis.

Fonts de n'Alis, Caló des Burgit...) enlaza con el sector distal de un *barranc* de fondo plano. Los cauces, intensamente antropizados, presentan diferentes contextos geomorfológicos según los atributos de cada subcuena, pero su escasa funcionalidad permite calificarlos de relictos. Aquí pueden individualizarse las interferencias entre el modelado fluvial y el marino, así como las características de los depósitos sedimentarios.

A modo de ejemplo, s'Estany de s'Amarador es una laguna en que se “curaba” la madera de construcción; ocupa un meandro en la terminación del barranco (Fig. 4). Las Fonts de n'Alis, son *ullals* (surgencias) esporádicos que justifican una albufera residual en el tramo final de otro torrente. Ambos espacios húmedos quedan cerrados por una restinga arenosa muy antropizada. Estos tramos finales del torrente consisten en un valle relativamente encajado limitado por paredes que tienden a la verticalidad, cortadas en los materiales de la *Unidad Arrecifal* del Mioceno superior. Tales cauces tienen, como característica morfológica más destacable, un fondo plano resultante del relleno sedimentario holoceno, consecuencia de la estabilización del nivel marino posterior al episodio transgresivo del Würm final (Fig. 5) y que ha redundado en el acortamiento de la subcala.

# 2.5

## S'ESTRET DES TEMPS: REGISTRO CUATERNARIO, EOLIANITAS Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

---

Joan J. FORNÓS<sup>1</sup>, Antonio RODRÍGUEZ-PEREA<sup>1</sup>, Richard G. BROMLEY<sup>2</sup>  
y Lars B. CLEMMENSEN<sup>2</sup>

1) Dept. Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.

2) Geological Institute, University of Copenhagen, Copenhagen K, Denmark.

### INTRODUCCIÓN

Dentro del área mediterránea occidental, la isla de Mallorca es un área clásica de estudio de las eolianitas pleistocenas carbonatadas y de su relación con el clima y las oscilaciones del nivel del mar (Butzer y Cuerda, 1962; Butzer, 1975; Cuerda, 1975; Hillaire-Marcel *et al.*, 1996; Hearty, 1987; Clemmensen *et al.*, 1977, 2001; Rose *et al.*, 1999). De entre las eolianitas destacan los depósitos de frente de acantilado del Pleistoceno superior, que han sido explotados tradicionalmente en la isla para la extracción de bloques para la construcción (*marès*). El afloramiento que nos ocupa, s'Estret des Temps, es una de estas viejas canteras de explotación del *marès* (Fig. 1), que forma parte de un conjunto relativamente continuo de depósitos eólicos relacionados con el acantilado. Discurren paralelos a la costa del sur y sureste de Mallorca y su máxima representación se produce cerca del municipio de Santanyí. La magnífica calidad de los afloramientos permite reconstruir la evolución geomorfológica de un tipo de duna muy característica y compleja en su relación con el acantilado. Estos sistemas dunares consisten en la acumulación de materiales arenosos de origen marino, transportados por el viento y acumulados al pie de acantilados verticales (20-40 m de altura) que actúan de trampa, cortados en los depósitos carbonatados pertenecientes al Mioceno superior.

Estos depósitos forman parte de la sucesión pleistocena muy bien representada en el sur de Mallorca (Butzer, 1975; Cuerda, 1975). Se disponen de forma discordante sobre una superficie de erosión que afecta tanto a la secuencia terminal del Mioceno superior correspondiente la base a la *Unidad Arrecifal* (Pomar, *et al.*, 1985), que aflora al pie del acantilado, como a los niveles de calizas oolíticas, estromatolitos y niveles de manglares del *Complejo Terminal* (*Unidad Calizas de Santanyí* de Fornós y Pomar, 1983) que forman la mayor parte del mismo (Fig. 1).

La sucesión pleistocena (Butzer, 1975) está compuesta por ciclos sedimentarios relacionados con las variaciones glacioeustáticas del nivel del mar alternando depósitos marinos, atribuidos a playas y rasas de abrasión, y continentales, tanto eolianitas como depósitos aluviales y coluviales. Tradicionalmente se han relacionado las eolianitas con los estadios glaciales caracterizados por un nivel de mar bajo y condiciones frías y áridas (Clemmensen *et al.*, 1997, 2001).



Figura 1. Arquitectura sedimentaria de la eolianita de frente de acantilado en s'Estret des Temps (Santanyí).

Los depósitos eólicos presentes en s'Estret des Temps (Cala Figuera, municipio de Santanyí) son un impresionante ejemplo de un sistema dunar controlado por la topografía. Gracias a la presencia de antiguas canteras hoy abandonadas es fácilmente observable, de forma tridimensional y con gran nivel de detalle, la arquitectura y disposición de las láminas de dicha construcción eólica. Este tipo de acumulaciones eólicas controladas por la topografía son muy frecuentes en las zonas coteras (Pye y Tsoar, 1990; Livingstone y Warren, 1996) y normalmente comprenden las dunas eco, las dunas ascendentes y las rampas arenosas (Lankaster y Tchakerian, 1996). Estos tres tipos se hallan presentes en la zona de s'Estret, donde las estructuras sedimentarias y la información preservada en su estructura interna permiten la interpretación genética de la duna eco y de las dunas ascendentes relacionadas.

## EL SISTEMA DUNAR

### *La roca*

El material que compone el sedimento eólico del sistema dunar de s'Estret des Temps corresponde a arenas bioclásticas (Fig. 2a) formadas por más de un 90% de componentes esqueléticos carbonatados. Entre éstos destacan, por orden de importancia, los fragmentos de algas coralíneas (>50%, Fig. 2b), los moluscos, equinodermos, foraminíferos bentónicos y briozoos entre otros componentes bioclásticos de origen marino, algunos peloi-

des así como litoclastos calcáreos en pequeña proporción. Esta composición situaría el origen del sedimento en la plataforma marina somera próxima.

Las arenas que forman las dunas presentan un grado de clasificación muy elevado (Fig. 2c) y se distribuyen en láminas de 2 a 5 mm de potencia, donde alternan las arenas con tamaño de grano medio a grueso (0,25 – 1,0 mm) con láminas más finas formadas por arenas de grano fino (0,12 – 0,25). El grado de cementación de estas calcarenitas es bajo (Fig. 2d) alternando las láminas con diferente grado de cementación. Esta variación es rítmica y se ha atribuido (Fornós *et al.*, 2002) a las variaciones estacionales (periodos húmedos – periodos secos) características del clima en la región mediterránea.

#### *Morfología dunar, arquitectura y estratigrafía de los depósitos*

La secuencia estratigráfica pleistocena de s'Estret des Temps descansa sobre una serie de aterrazamientos y plataformas de abrasión cortados en los materiales carbonatados miocenos y formados durante el último estadio interglacial (Butzer y Cuerda, 1962; Butzer, 1975). La acumulación eólica de frente de acantilado comprende cuatro facies sedimentarias (coluviales y eólicas) separadas por superficies de claro significado estratigráfico. Los contactos entre los depósitos coluviales y eólicos son netos y relativamente planos, indicando un inicio relativamente repentino de la actividad eólica. Los contactos entre las

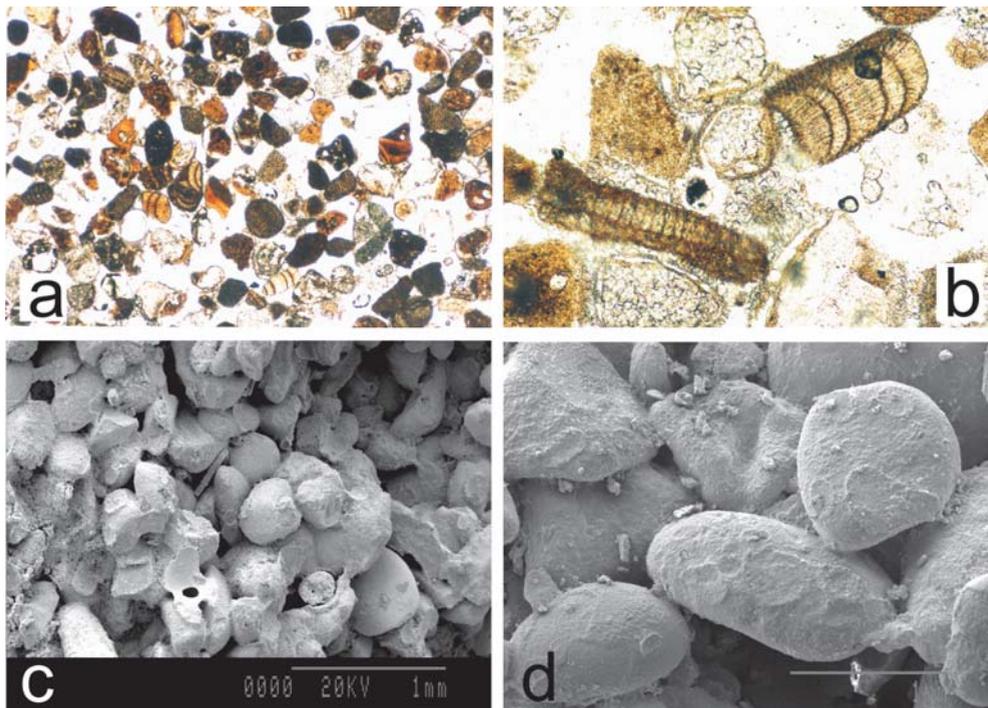


Figura 2. Microfotografías de los sedimentos eólicos (a) que muestran una composición bioclástica formada principalmente por algas coralíneas (b), y fotografías de microscopio electrónico (c y d) que muestran una buena clasificación de los sedimentos y un bajo grado de cementación.

eolianitas y los depósitos coluviales suprayacentes muestran una mayor variación; son de tipo erosional mostrando un paleorelieve que puede alcanzar un orden métrico, muy variable a lo largo de la pendiente deposicional, e incluyendo fragmentos de diversas dimensiones de eolianitas re TRABAJADAS.

Clemmensen *et al.* (2001) diferencian cuatro facies deposicionales (Fig. 3a):

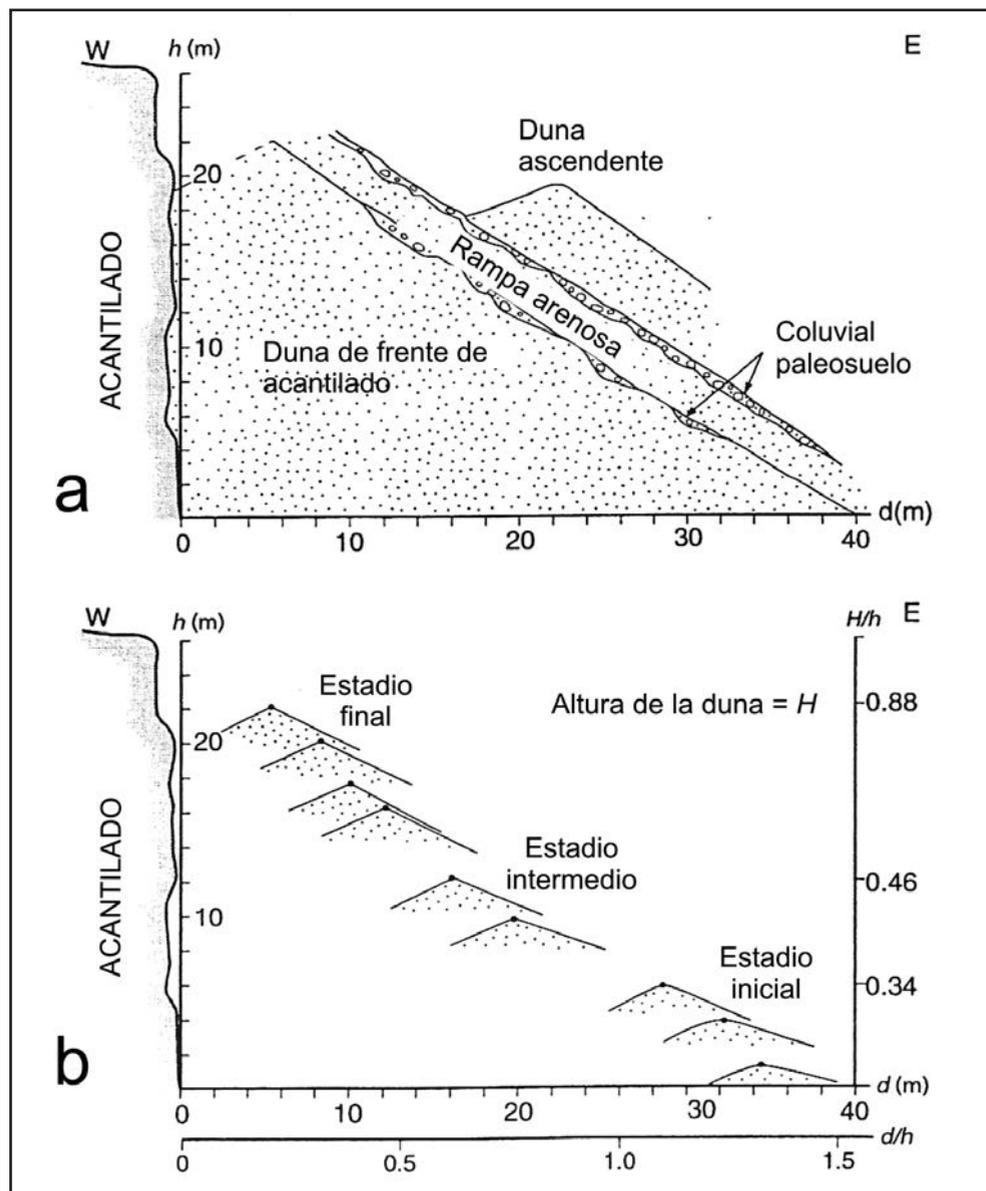


Figura 3. (a) Estratigrafía idealizada y (b) etapas de crecimiento de la duna de frente de acantilado (modificado de Clemmensen *et al.*, 1997).

Los depósitos de *duna de frente de acantilado* (*cliff-front dune*) consisten en una acumulación eólica de más de 30 m (Fig. 1) de potencia de arenas bioclásticas de grano grueso con muy poca presencia de material terrígeno, cementadas por calcita y mostrando una fina laminación de orden milimétrico. Corresponden a una duna que crece gracias al material arenoso marino transportado por el viento en dirección a tierra y que se acumula en frente de la pared, prácticamente vertical, de un acantilado. Esta acumulación que se dispone sobre materiales coluviales, presenta laminación de ondas de viento (*wind-ripples*) de bajo relieve así como numerosísimas huellas de pisadas de vertebrados (*Myotragus balearicus*; ver más adelante), invertebrados y algunas rizoconcreciones. Las capas de la duna están ordenadas como una estratificación cruzada crítica a supercrítica de gran escala de dunas ascendentes, con buen desarrollo tanto de las láminas de barlovento (en dirección al mar) como de las de sotavento (en dirección a tierra). El ángulo de inclinación de las láminas se incrementa en dirección al acantilado pudiendo alcanzar esporádicamente los 50°. Las superficies que corresponden a las láminas de barlovento buzan por lo general entre 15 a 25°. Las láminas de sotavento presentan inclinaciones entre los 20 y 26°, alcanzando en ocasiones entre 30-32°. El perfil de la duna es ligeramente asimétrico (Fig. 3a) y la línea de cresta varía de redondeada a angulosa, especialmente, esta última, cuando se observan superficies de reactivación (Fig. 4a).

La observación interna de la estructura de la duna en los cortes de la cantera, permite diferenciar dentro de la misma tres etapas diferentes de crecimiento, a partir de una arquitectura sedimentaria y con una morfología característica para cada una de ellas (Clemmensen *et al.*, 1997), en función de la distancia a la que se encuentra la duna respecto del

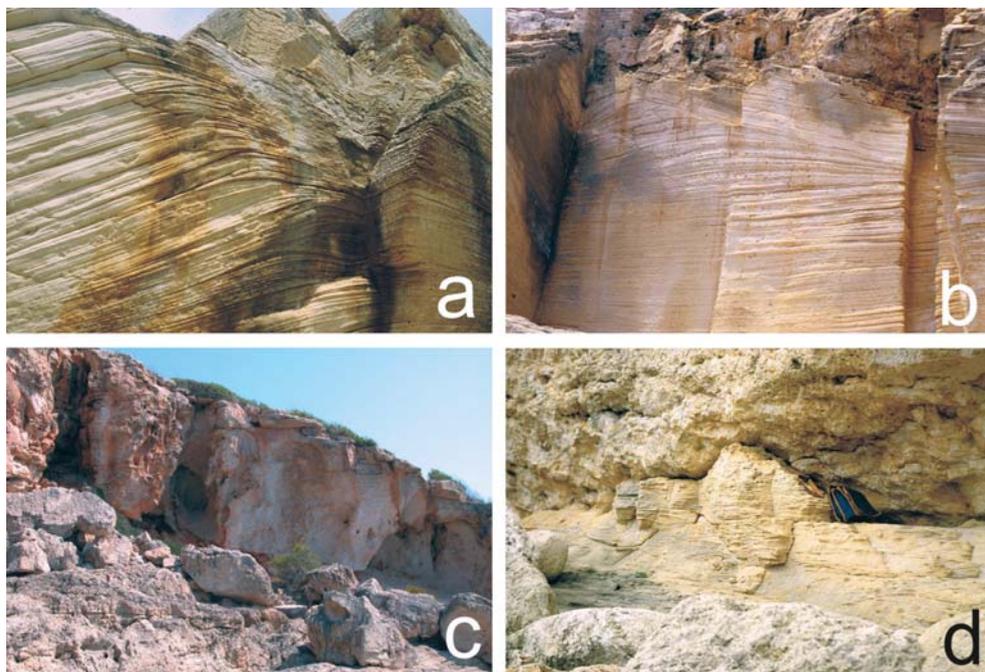


Figura 4. a) Superficies de reactivación (*zig-zag*) en la cresta de la duna; b) variación lateral del buzamiento de la laminación eólica; c) duna ascendente; d) ondas de corriente en la base del acantilado.

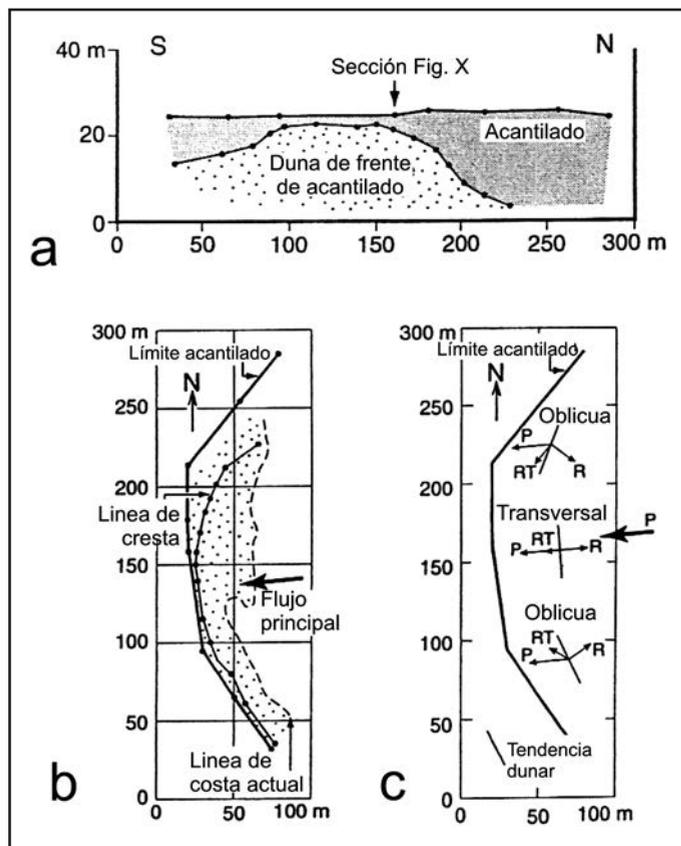


Figura 5.

Principales relaciones entre la duna y el acantilado: a) proyección sobre un corte N-S, b) línea de cresta de la duna, límite del acantilado y flujo principal del viento, y c) tendencias de crecimiento dunar en relación a las componentes del flujo eólico (modificado de Clemmensen *et al.*, 1997).

acantilado (d), de la altura del acantilado ( $h$ ) y de la altura de la duna ( $H$ ). Así en el estadio inicial del crecimiento (Fig. 3b) la relación  $d/h$  estaría comprendida entre 0,9 y 1,5 con valores de  $H/h$  de 0,34. En este caso el perfil de la duna sería típicamente redondeado y la línea de cresta poco definida aunque se haría más anguloso y marcado en dirección al acantilado. Las láminas de barlovento incrementarían su pendiente en dirección al acantilado con valores de  $12^\circ$  a  $25^\circ$  tendiendo las láminas a la horizontalidad en la zona de cresta. Las láminas de sotavento presentarían un buzamiento ligeramente superior (entre  $20^\circ$  y  $26^\circ$ ). En el estadio intermedio de crecimiento de la duna (Fig. 3b) la relación  $d/h$  corresponde a valores de 0,6 a 0,9 con valores de  $H/h$  de 0,46. En este caso el perfil de la duna muestra la típica forma ligeramente asimétrica, con buzamiento de las láminas de barlovento entre los  $20^\circ$  y  $26^\circ$  y de sotavento entre  $22^\circ$  y  $26^\circ$ . La sección de la cresta de la duna varía de angulosa a redondeada, presentando con frecuencia en la parte interna de la misma estructuras en forma de zig-zag (Rubin, 1987) (Fig. 4a). El estadio final de la acumulación dunar presenta valores de la relación  $H/h$  superiores a 0,88 y la acumulación eólica se produce a partir de valores de  $d/h$  inferiores a 0,6 hasta alcanzar el techo del acantilado. Las láminas de barlovento buzaban alrededor de  $25^\circ$  y las de sotavento por encima de los  $30^\circ$ . El perfil dunar es ligeramente asimétrico y el ángulo de buzamiento puede llegar a alcanzar los  $50^\circ$  (supercrítico). La línea de cresta suele ser angulosa con estructuras internas menos complejas. La



Figura 6. Reconstrucción de un esqueleto de *Myotragus balearicus* y detalle del cráneo con sus incisivos de crecimiento continuo característicos de esta especie (escala 2 cm).

complejidad vertical en la evolución y arquitectura, véase buzamiento y dirección de las láminas (Fig. 4b), se acentúa lateralmente desde el punto central de máxima acumulación dunar debido a la variabilidad de las componentes en la dirección del viento y de su interacción con las paredes del acantilado (Fig. 5c).

Aunque la duna en su etapa inicial corresponde a una duna eco (Tsoar, 1983), al conjunto general del sistema eólico que aflora en s'Estret des Temps se le puede aplicar el término de sistema dunar de frente de acantilado (*Cliff-front dune deposits* de Clemmensen *et al.*, 1997) para remarcar la importancia y la variabilidad de la acumulación eólica controlada por la topografía.

Los depósitos *coluviales* de rampa consisten en brechas formadas por clastos correspondientes a las calizas del Mioceno, o clastos cementados de las eolianitas pleistocenas incluidos dentro de una matriz roja que está formada por limos y arenas carbonatadas con algo de material terrígeno. Se depositan pendiente abajo del acantilado de donde proceden y en dirección al mar, aumentando en esa dirección su potencia (Fig. 3a). Presentan un contacto neto y casi siempre erosivo con los depósitos eólicos subyacentes, y un contacto variable, de gradual a neto, con los depósitos eólicos suprayacentes donde son observables abundantes moldes de raíces. Corresponden a periodos de intensa precipitación con el retrabajamiento de la arena eólica, y la presencia de suelo edáfico y fragmentos rocosos procedentes del acantilado depositados sobre la rampa en acontecimientos de flujo de derrubios (*debris flow*).

Los depósitos de *rampa arenosa* (*sand-ramp*) forman cuerpos de 1 a 3 m de potencia de arenas eólicas que recubren tanto los depósitos coluviales, cuando están presentes, como la duna de frente de acantilado. Estos depósitos ascendentes se desarrollan como una capa arenosa siguiendo la pendiente deposicional, formada a partir del acantilado con ángulos que oscilan entre los 20° y 30° en dirección al mar. Están formados por arenas bioclásticas de grano fino a grueso con un pequeño y variable porcentaje de material terríge-

no. Presentan laminación de ondas de viento (*wind-ripple*), huellas de vertebrados y mol-des de raíces, observables en la laminación paralela. Esta rampa arenosa representaría el atrape de arena transportada por los vientos procedentes del sureste en la rampa desarro-llada al frente del acantilado.

Finalmente, en la parte superior de la secuencia de frente de acantilado tenemos los depósitos correspondientes a las *dunas ascendentes* (Fig. 4c). Están formadas por arenas bioclásticas de finas a gruesas que presentan ondas de viento (*wind-ripple*) y laminación de flujo arenoso (*sandflow lamination*), dispuestas en *sets* de 1 a 2 m de potencia con estratificación cruzada de gran escala buzando hacia tierra. Estos depósitos registran dos acontecimientos diferentes de formación de dunas ascendentes sobre la rampa coluvial, desarro-llándose principalmente allí donde la rampa coluvial es significativamente menor, en los lugares más deprimidos. Las dunas son relativamente pequeñas y presentan crestas ligeramente sinuosas debido a la influencia de la vegetación (visible por la presencia de abundantes rizoconcreciones).

## DATACIÓN

Los sistemas dunares y paleosuelos de s'Estret des Temps han sido datados mediante las técnicas de radiocarbono (Clemmensen *et al.*, 2001; Fornós *et al.*, 2002). Así, una concha de molusco terrestre recogida en los niveles coluviales dispuestos sobre la duna inferior dan una edad de 41.000 cal. años BP. La duna inferior a partir de una muestra total de

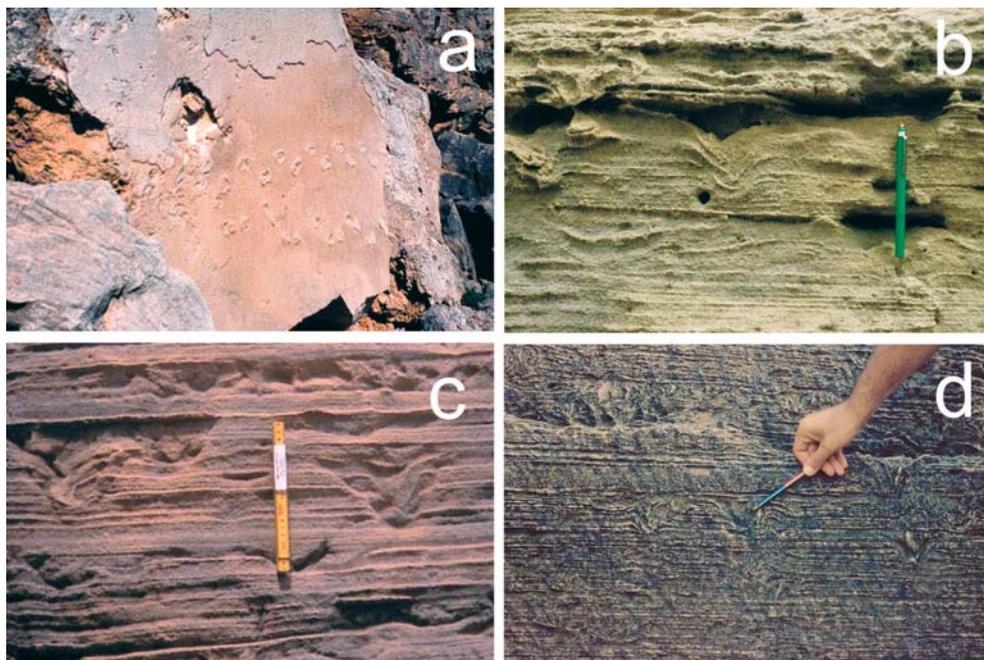


Figura 7. Icnitas y pistas de *Myotragus balearicus*. a) Primera pista descrita en el yacimiento de ses Piquetes (San-tanyi), en un bloque desprendido correspondiente a la cresta de la duna; b), c) y d) diversas secciones de la deformación producida en la laminación eólica por las pisadas de *Myotragus*.

un fragmento de roca (granos más cemento) da una edad de 28.980 años BP que debe ser tomada en cuenta con precaución debido a las seguras alteraciones diagenéticas. Esta datación implicaría que el depósito dunar correspondería al último estadio glacial correspondiendo a un nivel de mar bajo (MIS 3), unos 50 m inferior al actual (Bradley, 1999).

### ÍCNITAS Y PISTAS DE VERTEBRADOS EN LAS DUNAS PLEISTOCENAS

La mayor parte de las eolianitas pleistocenas, especialmente las que corresponden al estadio isotópico marino 3 (Fornós *et al.*, 2002), que afloran en el litoral de Mallorca presentan como característica diferencial rastros de *Myotragus balearicus*, Bate 1909. *Myotragus balearicus* es el fósil (Fig. 6) de un rupicaprino endémico de las Baleares, de unos 45 cm de altura y un peso que oscilaría entre los 20 y los 50 kg en los ejemplares adultos (Alcover *et al.*, 1999), y que sufrió un peculiar proceso de evolución insular (Alcover *et al.*, 1981) desde el Pleistoceno medio al Holoceno en las islas Gimnesias (Mallorca, Menorca y Cabrera). Sus ancestros colonizaron probablemente el archipiélago durante el Mioceno superior evolucionando rápidamente en condiciones insulares y con ausencia de depredadores directos.

Descritas sus pistas por primera vez en las eolianitas de frente de acantilado (Fig. 7a) y rampas arenosas pertenecientes al Pleistoceno superior, en unas canteras del SE de la isla (Fornós y Pons-Moyà, 1982), se han identificado también en la mayor parte de eolianitas

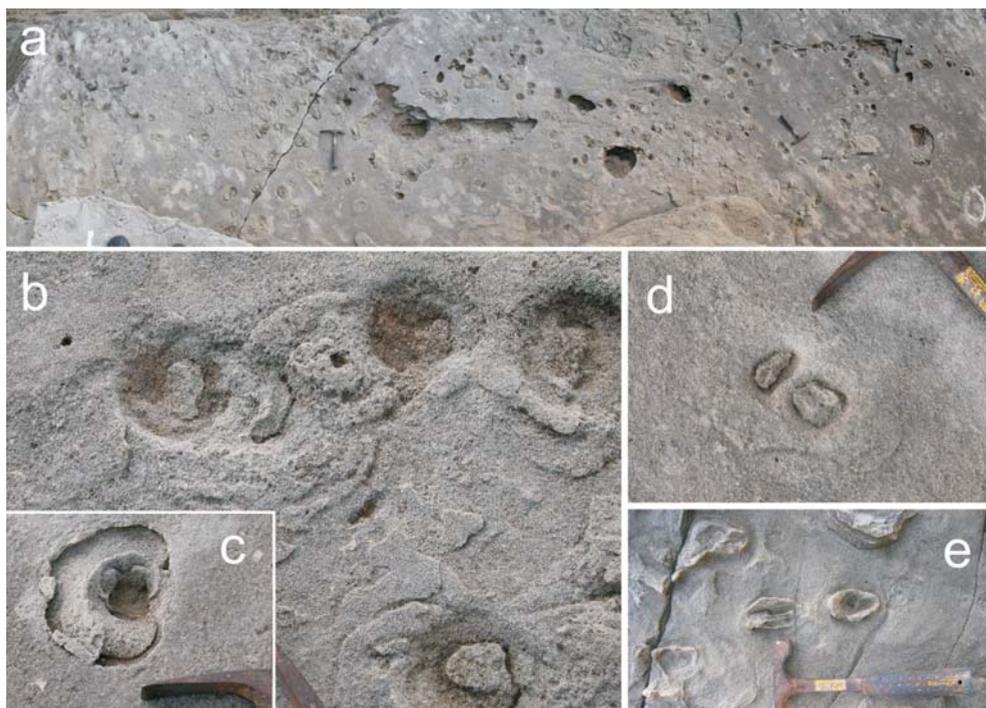


Figura 8. Diversos detalles de huellas y pistas de *Myotragus balearicus* en planta. a) Diversas pistas localizadas en la cresta de la duna; b y c) estructuras de deformación de la pisada con desplazamiento de masa de arena, erosión y microfracturación; d y e) detalles de los dedos de pies y manos en diferentes niveles de deformación.

tanto pleistocenas como holocenas, observándose un incremento de las mismas hasta los 5.000-4.000 BP en que se produce su extinción probablemente por la llegada del hombre (Alcover, 2004).

En la cantera de s'Estret des Temps, se pueden observar estos rastros en toda la secuencia eólica, aunque con distribuciones diferentes según la unidad en la que nos encontremos. Son más frecuentes en los depósitos basales de las dunas de pie de acantilado. En éstas se encuentran preferentemente en los depósitos que corresponden a barlovento del sistema dunar, siendo un poco más raras a sotavento. Las magníficas secciones que presenta la cantera permiten la observación de las abundantes láminas bioturbadas por el pisoteo de *Myotragus*, tanto en relación con la morfología dunar, como con el tipo de movimiento realizado por el vertebrado. Tanto la sección vertical, con diferentes niveles de penetración y de deformación de las láminas, como la sección horizontal (Fornós *et al.*, 2002), permiten hacer un concienzudo análisis de una deformación sedimentaria que implica, la mayor parte de las veces, tanto una deformación plástica como una ruptura microtectónica con formación de microfracturas y microcabalgamientos (Fig. 8b).

El grado de detalle morfológico observable en las pistas, permite reconocer su arquitectura y evolución como no se había podido observar con anterioridad en sustratos arenosos, no así en fangos. La actividad productora de la pisada comprende tres fases consecutivas: penetración, pivoteo y presión hacia atrás y retirada final del pie o mano, las cuales conducen a diversas posibilidades morfológicas que, además, dependerán del grado de profundización dentro del sedimento arenoso (Fig. 9).

También están presentes otras pistas que se caracterizan por presentar galerías horizontales con redes arborescentes de formas lineales o ligeramente sinusoidales, y que han

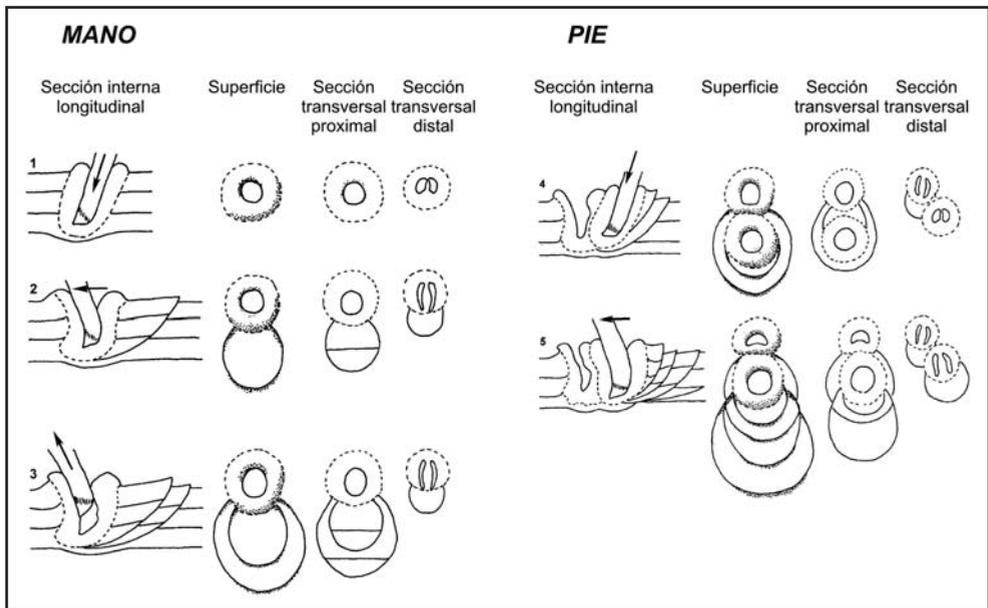


Figura 9. Modelo genético de las estructuras de deformación producidas por la pisada de pies y manos de *Myotragus balearicus*, afectando a láminas eólicas a diferentes niveles (modificado de Fornós *et al.* 2002).

sido atribuidas a insectos (Fornós *et al.*, 2002). Además, relacionados con los depósitos coluviales y con paleosuelos, es frecuente la observación de rizoconcreciones debidas al desarrollo de raíces y a su infiltración entre las láminas eólicas (Calvet y Pomar, 1975). La presencia sin embargo de dichas concreciones en las eolianitas es testimonial, indicando que las mismas estaban escasamente vegetadas.

## CONCLUSIONES

En las zonas semi-protegidas (pequeñas bahías relativamente abiertas) de la costa sur y este de Mallorca son frecuentes depósitos eólicos litificados (eolianitas) frente a paleoacantilados marinos. Están formados, en una primera secuencia sedimentaria, por las acumulaciones debidas a vientos en dirección a tierra de arenas bioclásticas originadas en la línea de costa, con casi nula aportación terrígena. La segunda secuencia sedimentaria de frente de acantilado puede ser dividida en dos ciclos sedimentarios, iniciados por depósitos coluviales (registro de los períodos más húmedos) y recubiertos por depósitos dunares (registro de los períodos más áridos). Las dataciones radiométricas indicarían que la acumulación sería muy rápida, del orden de algunos miles de años, y que ésta se produjo en el último periodo glacial durante el estadio isotópico 3 (MIS 3).

### Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al proyecto CLG2006-11242-C03-01\_BTE financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER.

## REFERENCIAS

- Alcover, J.A. (2004). Disentangling the Balearic first settlement issues. *Endins*, 26: 143-156.
- Alcover, J.A., Moyà-Solà, S. y Pons, J. (1981). *Les quimeres del passat. Els vertebrats fòssils del Plio-Quaternari de les Balears i Pitiüses*. Ciutat de Mallorca. Mon. Científica. Editorial Moll, 1, pp. 1-260.
- Alcover, J.A., Pérez-Obiol, R., Yll, E.I. y Bover, P. (1999). The diet of *Myotragus balearicus* Bate 1909 (Artiodactyla, : Caprinae), an extinct bovid from the Balearic Islands : evidence from coprolites. *Biological Journal of the Linnnean Society*, 66: 57-74.
- Bradley, R.S. (1999). *Palaeoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego, CA, 613 pp.
- Butzer, K.W. (1975). Pleistocene littoral-sedimentary cycles of the Mediterranean Basin: A Mallorquin view. In: *After the Australopithecines* (K.W. Butzer and G. Isaac eds.) Mouton Press. The Hague.
- Butzer, K.W. y Cuerda, J. (1962). Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean Sea. *Journal of Geology*, 70: 398-416.
- Calvet, F y Pomar, L. (1975). Las rizoconcreciones del Pleistoceno de Mallorca. *Univ. Barcelona. Inst. Inves. Geol.*: 30, 35-60.
- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J. y Rodríguez-Perea, A. (1997). Morphology and architecture of a late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean. *Terra Nova*, 9: 251-254.
- Clemmensen, L.B., Lisborg, T., Fornós J.J. y Bromley, R.G. (2001). Cliff-front aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean : a record of climatic and environmental change during the last glacial period. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 48: 217-232.
- Cuerda, J. (1975). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Institut d'Estudis Balearics. Palma de Mallorca. 304 pp.
- Fornós, J.J., Bromley, R.G., Clemmensen, L.B. y Rodríguez-Perea, A. (2002). Tracks and trackways of *Myotragus balearicus* Bate (Artiodactyla, Caprinae) in Pleistocene aeolianites from Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180: 277-313.

- Fornós, J.J. y Pomar, L. (1983). Mioceno superior de Mallorca: Unidad Calizas de Santanyí (Complejo Terminal). In: *El Terciario de las Baleares*. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedi-mentología. Menorca.
- Fornós, J.J. y Pons-Moyà, J. (1982). Icnitas de *Myotragus balearicus* del yacimiento de ses Piquetes (Santanyí, Mallorca). *Boll Soc. Història Natural de les Balears*, 26: 135-144.
- Hearty, P.J. (1987) New data on the Pleistocene of Mallorca. *Quaternary Science Reviews*, 6: 245-257.
- Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C. y Cuerda, J. (1996). U-series measure-ments in Tyrrhenian deposits from Mallorca – further evidence for two last interglacial high sea-levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews*, 15: 53-62.
- Lankaster, N. y Tchakerian, V.P. (1996). Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology*, 17: 151-165.
- Livingstone, I. y Warren, A. (1996). *Aeolian geomorphology. An Introduction*. Addison Wesley Longman, Essex.
- Pomar, L., Fornós, J.J. y Rodríguez-Perea, A. (1985). Reef and shallow carbonate facies of the Upper Miocene of Mallorca. *IAS 6th European Regional Meeting, Excursion Guidebook*, 494-518.
- Pye, K. y Tsoar, H. (1990). *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Unwin Hyman, London.
- Rose, J.; Meng, X. y Watson, C. (1999). Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the Western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain. *Journal of the Geological Society*, London: 156: 435-448.
- Rubin, D. (1987). *Cross-bedding, Bedforms and Paleocurrents*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology. SEPM, Tulsa, OK.
- Tsoar, H. (1983). Wind tunnel modelling of echo and climbing dunes. In: *Eolian Sediments and Processes* (M.E Brookfiels and T.S. Ahlbrandt, eds.), pp. 247-259. Elsevier, Amsterdam.

# Anexo 2.5

## *Itinerario y paradas complementarias*

### **Parada 1. S'Estret des Temps**

La presencia de dunas de frente de acantilado (*Cliff-front dunes*) es una característica común de los depósitos del Pleistoceno superior en las costas de las Baleares. Gracias a una litificación muy temprana, debido entre otras causas a su composición totalmente bioclástica, su morfología y estructura interna queda perfectamente preservada y es visible gracias a las labores de explotación de una antigua cantera de *marès* que es el nombre local para designar este tipo de calcarenitas.

La duna se encuentra en el frente de un acantilado de trazado curvo y pared vertical de más de 20 m de altura (Fig. 1). Su desarrollo y evolución nos muestra que a partir de un estadio inicial de duna eco, la cresta crece en la vertical, acercándose progresivamente hasta la pared del acantilado de modo que en su estadio final llega

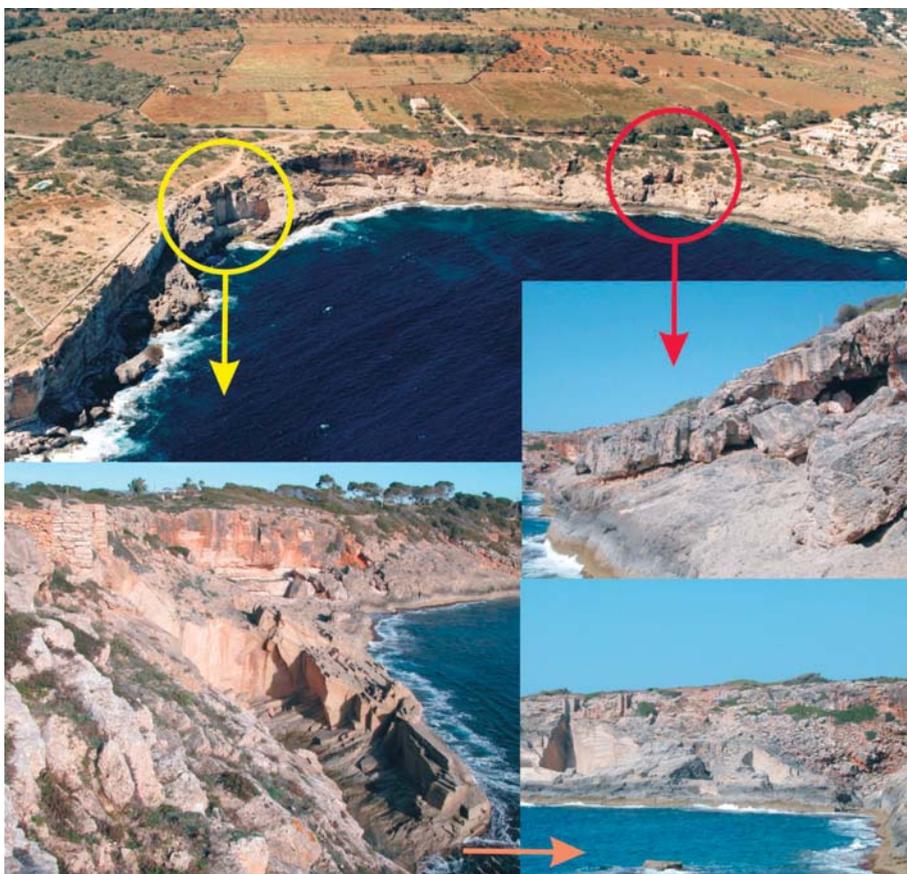


Figura 1: S'Estret des Temps (Santanyí). Vista general del afloramiento de las eolianitas pleistocenas, adosadas al paleoacantilado recortado en las calcarenitas del Mioceno superior.

a alcanzar los 23 m de altura. La duna muestra una fina laminación milimétrica con presencia de *wind-ripples* y estratificación cruzada, con pendiente crítica a supercrítica, que registra sus etapas de crecimiento. El ángulo de ascenso (laminación) de la duna se incrementa en dirección al acantilado llegando a alcanzar puntualmente los 50°. Las características morfológicas generales vienen definidas por la disposición y morfología del acantilado.

Sobre esta duna basal inferior se dispone una segunda secuencia sedimentaria que se inicia por depósitos coluviales, a los que sigue la deposición de una rampa arenosa. Después se localiza un nuevo depósito coluvial con desarrollo de paleosuelo, y al final una duna remontante.

Las dataciones radiométricas efectuadas indicarían que la acumulación sería muy rápida, del orden de algunos miles de años, y que ésta se produjo durante el último periodo glacial en el estadio isotópico 3 (MIS 3).

Una característica más de la excepcionalidad del afloramiento y de su estado de preservación es la presencia de estructuras de pisadas y pistas del vertebrado artiodáctilo *Myotragus balearicus* (Fig. 2). Estas estructuras son poco frecuentes en sedimentos arenosos groseros y dunares e indican una impresión asociada a un grado de humedad elevado. El estado de preservación de las mismas permite diferenciar la etología en el desplazamiento de dichos vertebrados por la duna, así como las estructuras de deformación asociadas en diversos niveles de penetración.



Figura 2: Detalles de una lámina de las eolianitas perteneciente a la cresta de la duna, mostrando abundantes estructuras correspondientes a icnitas y pistas de *Myotragus balearicus*.

# 2.6

## LA GESTIÓN DEL SISTEMA PLAYA-DUNA DE S'AMARADOR (PARC NATURAL DE MONDRAGÓ, SE DE MALLORCA)

---

José A. MARTÍN-PRieto<sup>1</sup>, Jaume SERVERA<sup>1</sup> y M. Àngels RAMOS<sup>2</sup>

1) Dept. Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.

2) Parc Natural de Mondragó, Conselleria de Medi Ambient, Govern de les Illes Balears.

### INTRODUCCIÓN

La playa de s'Amarador, como sistema litoral, constituye un sistema playa-duna de fondo de cala. Estos sistemas tienen unas dimensiones relativamente pequeñas, muy determinadas por las mismas medidas que definen el entrante de mar hacia tierra que los alberga. Así pues, la playa de s'Amarador, tipología muy extendida en el litoral del Levante de la isla de Mallorca, se localiza en el término municipal de Santanyí (extremo SE de Mallorca). Ésta se enmarca dentro del conjunto de playas que encontramos en los límites del Parc Natural de Mondragó, declarado Parque Natural el 18 de noviembre de 1992. El Parque ocupa una superficie de 766 has, de las cuales tan solo 95 has son de propiedad pública, y el resto son propiedad privada. Además, cuenta con diversas figuras de protección específicas: Área Natural de Interés de Alto Nivel de Protección (AANP), forma parte de la Red Europea Natura 2000 como Zona de Especial Conservación (ZEC) y Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA).

Territorialmente el Parque tiene su centro neurálgico en torno del conjunto de Cala Mondragó: s'Amarador y las Fonts de n'Alis (Fig. 1), donde la simbiosis de la dinámica litoral con la dinámica terrestre favorece una alta diferenciación de ambientes naturales con una importante biodiversidad cada uno de ellos, lo que lo traduce en un lugar de alto valor ecológico.

### ASPECTOS FÍSICOS Y HUMANOS DEL PARC NATURAL DE MONDRAGÓ

Desde el punto de vista geológico, el Parque se localiza en su totalidad en la plataforma tabular post-orogénica del Mioceno superior, que se extiende a lo largo de gran parte de la costa oriental de Mallorca. Esta parte de la isla está formada mayoritariamente por depósitos de plataforma marina poco profunda, que en conjunto presenta una litología calcárea donde se suceden unidades subhorizontales de calizas organógenas de origen arrecifal y calcarenitas.

Por encima de estos materiales miocenos, poco deformados y más o menos fracturados, el relieve es poco vigoroso, con una suave pendiente que desciende en sentido SE hacia el mar, solamente truncado por remarcadas incisiones de la red de barrancos que

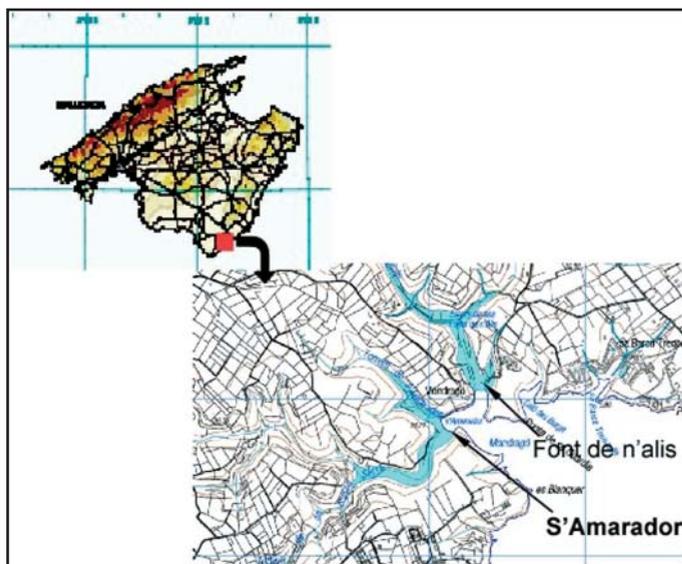


Figura 1.

Localización del Parc Natural de Mondragó.

drenan la escorrentía superficial. Sobre esta superficie plana, en ocasiones con dificultades para el drenaje de las aguas pluviales, encontramos formaciones de suelos ligados a depósitos de arcillas de descalcificación de edad cuaternaria. El Parque cuenta con 5,8 km de costa que, desde el punto de vista geomorfológico, mayoritariamente se caracteriza por presentar acantilados verticalizados con una altura media de entre 5 y 20 m, con un trazado muy irregular.

En uno de los principales entrantes del mar, se define Cala Mondragó, un ejemplo de cala baja (Rosselló, 1998) donde a unos 600 m de su bocana se bifurca en dos ramales: al este el ramal se obstruye con la playa de las Fonts de n'Alis y el ramal del oeste con la playa de s'Amarador. Las dos playas comentadas están asociadas a la desembocadura de un barranco y constituyen la restinga arenosa que cierran una pequeña formación de albufera en su interior. Tanto una como la otra han sido muy modificadas por el hombre, ya que desde antiguo han sido aprovechadas para diferentes usos antrópicos; el más reciente, como indica el topónimo de una de ellas, hace referencia a la utilización para amarar leños en aguas salobres, como técnica para la conservación de maderas destinadas a la construcción de viviendas o a la elaboración de embarcaciones.

A diferencia de la playa de las Fonts de n'Alis, el entorno de la playa de s'Amarador, objeto de nuestra atención, es totalmente natural: no existen construcciones asociadas al sector turístico y las casas existentes presentan una distribución diseminada y son de tipología tradicional. Para ordenar la afluencia de los usuarios a la playa se habilitó una parcela pública de 13.000 metros cuadrados como aparcamiento, con capacidad para 250 coches, impidiendo hacerlo en caminos o en otras parcelas adyacentes. Así pues, el acceso a la playa para los usuarios y visitantes, que mayoritariamente se concentran entre los meses de mayo y octubre, siempre se efectúa a pie por caminos cerrados al acceso rodado.

La playa de s'Amarador tiene una superficie aproximada de unos 7.400 m<sup>2</sup> de playa seca. La composición de su arena, muy adecuada a la explotación turística, presenta una



Figura 2. Vista parcial de la playa de s'Amarador. En primer término se observa el principal acceso a la playa; en el centro y fondo, la *foredune* meridional y el kiosco-bar respectivamente.

granulometría fina-media, de naturaleza prácticamente en su totalidad carbonatada y en la que la fracción mayoritaria es la bioclástica con un 96 % (Jaume y Fornós, 1992). Aunque la playa esté integrada en un parque natural y haya escapado a la esterilización del territorio que han provocado los procesos de urbanización en muchos lugares de Mallorca, no ha dejado de estar sometida a una fuerte presión antrópica, sobre todo el sistema playa-duna. En este sentido, en el año 2002, la Conselleria de Medi Ambient, encargó al Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears, la redacción del proyecto “Restauración del sistema dunar de s'Amarador”, proyecto que se engloba en el programa de gestión integral y ordenación de los servicios en la playa-duna de s'Amarador (Fig. 2).

### **OBJETIVOS DEL PROYECTO: RESTAURACIÓN DEL SISTEMA DUNAR DE S'AMARADOR**

Desde un primer momento, en el desarrollo del citado proyecto, todas las fases y los consecuentes productos que de ellas se generaban o derivaban tenían como común denominador el objetivo de poder garantizar la viabilidad del proyecto. Es decir, tener presente la simbiosis de los dos principales grupos de agentes que actúan y constituyen la realidad de este territorio: por una parte los intereses de los agentes socio-económicos y por otra, el comportamiento natural de un sistema muy dinámico, pero muy vulnerable y frágil a la vez, como es el sistema playa-duna de s'Amarador.

Así pues, los objetivos generales propuestos en esta asistencia técnica son:

1- Realizar una evaluación del estado de conservación de la parte subaérea del sistema playa-duna de s'Amarador.

2- Definir y proponer una serie de medidas correctoras para la conservación del espacio, tratando básicamente de recuperar el equilibrio morfodinámico, y finalmente elaborar un plan de gestión lo más acorde posible con los valores naturales, analizando y garantizando su compatibilidad con el uso que tiene asignado.

## EVOLUCIÓN HISTÓRICA DEL SISTEMA

Para abordar el primer objetivo, desde un punto de vista metodológico, se ha recurrido a la interpretación de fotografía aérea. Para este fin se ha utilizado desde el primer vuelo disponible en la zona, correspondiente al realizado el año 1956, a los de años posteriores hasta el correspondiente al año 2001. El manejo y explotación de estas imágenes se han realizado mediante la utilización de un Sistema de Información Geográfico (SIG). Además, y mediante el trabajo de campo a partir de referencias fijas y estables en el territorio, se ha ratificado el trabajo digital. De este modo, la comparación secuencial ha posibilitado determinar la evolución general del sistema a lo largo de las últimas décadas, aunque fundamentalmente nos hemos centrado en dos zonas morfodinámicas determinantes en la evaluación de cualquier sistema playa-duna: la línea de costa y la *foredune*.

### *Evolución histórica de la línea de costa*

Como se ha comentado se realizó un estudio de la evolución de la línea de costa a partir de 1956 y hasta el año 2001. En él se observa cómo hay una tendencia periódica a presentar períodos de acreción de la superficie de playa alternando con otros erosivos (Fig. 3), por lo que podemos considerar esta tendencia como lógica y natural a lo largo de un periodo de tiempo determinado y que responde a la dinámica natural del sistema.

Sin embargo, el trabajo de campo nos permitió observar una pérdida importante de volumen de playa, que se hace evidente en el afloramiento del sustrato rocoso o mediante una ampliación de los afloramientos ya existentes, especialmente en ambos márgenes de

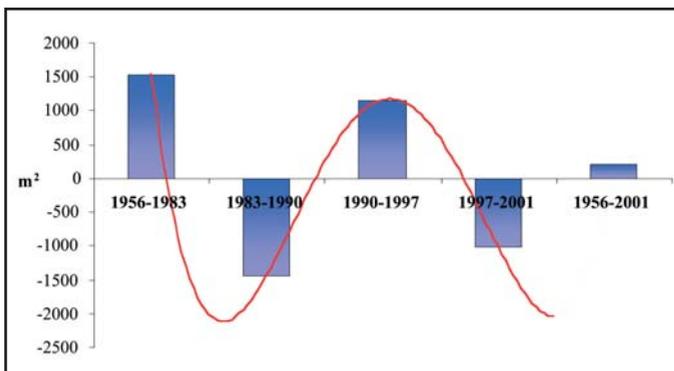


Figura 3.

Evolución de la superficie de playa entre las diferentes líneas de costa.

la playa. Esta situación obedece fundamentalmente a la presión antrópica ejercida sobre el sistema, ya que ambos extremos constituyen los principales accesos a la playa.

#### *Evolución histórica de la foredune*

El periodo que fue analizado es el mismo que para la línea de costa (1956-2001). Su evolución histórica a partir de la fotografía aérea nos permitió comprobar cómo la superficie ocupada por estas primeras acumulaciones arenosas en el límite superior de la playa presentaba un claro retroceso. Esta tendencia en el tiempo repercutía en una importante desestructuración tanto morfológica como de la vegetación que colonizaba del cordón dunar, proceso que conjuntamente desembocaba en la progresiva desaparición de las mismas *foredunes*.

En general, el resultado ha sido una importante reducción de la superficie que ocupaban las *foredunes*, hasta quedar actualmente totalmente aisladas y compartimentadas en dos sectores (Fig. 4). Este hecho obedece a varios factores: por un lado es consecuencia del efecto natural erosivo del propio torrente de s'Amarador y, por otra parte, resulta tanto de la presión antrópica ejercida por los usuarios para acceder a las áreas de picnic que se sitúan detrás de la duna, como del hecho de ser la zona principal de acceso a la playa desde el parking, todo ello unido a la falta de control hacia los usuarios. Esto ha dado lugar a la pérdida de cobertura vegetal, a partir de la cual se han desarrollado importantes canales de deflación que incrementan el déficit en el balance sedimentario.



Figura 4. Evolución de la *foredune* desde 1956 hasta el 2001.

## LA SITUACIÓN DEL SISTEMA DUNAR DESCRITA POR EL PROYECTO EN EL 2002

Por lo que respecta a la situación actual, en el momento de realizarse este plan de gestión (2002), el aspecto más importante se resumía en la propia falta de gestión, fundamentalmente en lo referente al control y afluencia de usuarios, la cual se había convertido en masiva en la última década gracias a una elevada publicitación. En cuanto a la situación presente del sistema cabe destacar los siguientes puntos:

### *Aparición de formas erosivas y pérdida de cobertura vegetal*

El desarrollo de este tipo de formas se ha visto incrementado a partir de la década de los 90 con la aparición de dos canales de deflación *-blowouts-* en ambos costados de la duna del sector meridional, lo que ha dado lugar a la desestabilización, erosión, retroceso y desaparición de la *foredune* (Fig. 3). El canal de deflación más meridional es debido al acceso a la playa que proviene del aparcamiento oficial. El camino accede directamente mediante una escalera final a la parte trasera de la *foredune*, hecho que ha propiciado su fragmentación y degradación. Por otro lado, está la pérdida de vegetación que llega incluso a la exhumación de raíces. Este aspecto se ha visto favorecido por la acción de la escorrentía superficial que se canaliza a través del acceso pavimentado hacia la escalera y de ésta hacia la playa.

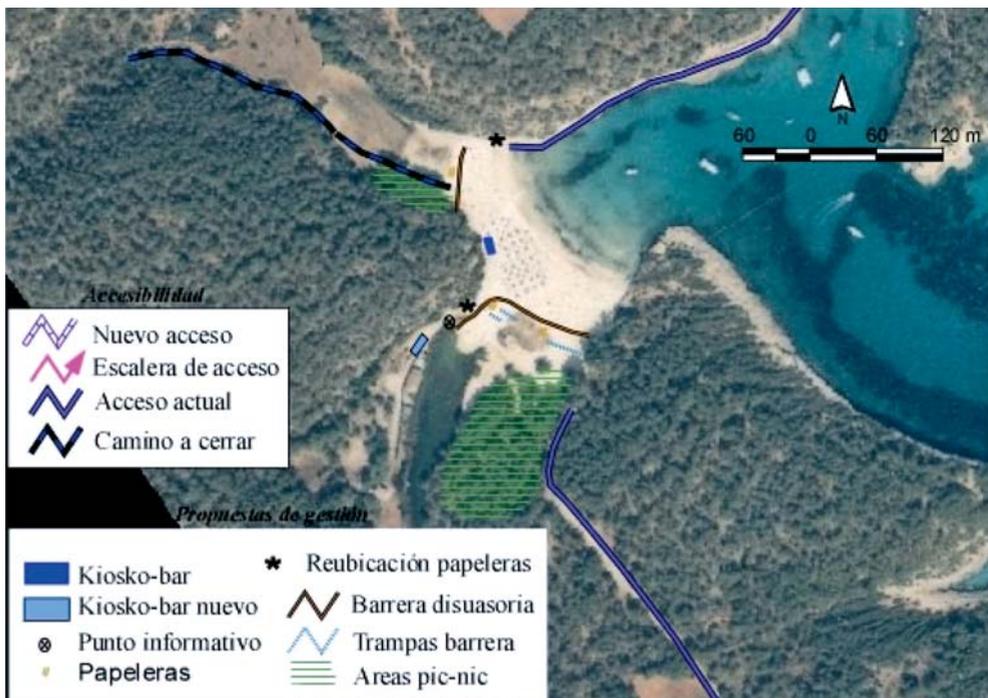


Figura 5. Propuestas de gestión y reordenación de servicios para la playa de s'Amarador.

### *Pérdida de volumen de la playa subaérea*

Se realizó un levantamiento topográfico que demostró la presencia de dos sectores deprimidos en ambos costados de la playa, en los que se puede apreciar una importante pérdida de volumen, especialmente en el meridional. Este hecho ha originado un escalón erosivo de aproximadamente 50 cm que parte del contacto con el acantilado y provoca la exhumación del sustrato rocoso y aparición de raíces. En el sector septentrional se observa un proceso similar, con la presencia de un escalón erosivo que comienza al pie de la escalera de acceso a la playa.

## **IMPACTOS ANTRÓPICOS**

El elevado impacto antrópico a que se ve sometido da lugar a diferentes formas de presión que repercuten de forma negativa, degradando el sistema playa-duna en su conjunto. Así, los principales impactos derivados de la actividad antrópica son (Fig. 5):

### *Invasión y ocupación del sistema por parte de los usuarios: áreas indiscriminadas de picnic y servicio de restauración*

Existían dos áreas de picnic situadas en la parte más interior del sistema dunar, concretamente donde se sitúan las dunas semiestabilizadas. La más extensa y con mayor presión se localizaba detrás del frente dunar, entre la zona húmeda y el camino que accede a la playa. La otra área de picnic se localiza en el sector septentrional, ocupando una menor superficie.

La presión antrópica, con el constante pisoteo de los usuarios, da lugar a la pérdida de cobertura vegetal, exhumación de raíces, desestabilización y destrucción del sistema, favoreciendo la deflación del sedimento.

El otro punto negativo lo constituye el kiosco-bar situado en la mitad de la playa, que favorece por su situación procesos y formas erosivas que se manifiestan en una aceleración del flujo eólico que aumenta el transporte de sedimento hacia el interior y fuera del sistema, dando lugar a una pérdida en el balance sedimentario.

### *Sistema de limpieza poco adecuado: ubicación de papeleras y retirada de Posidonia oceánica*

La ubicación de las papeleras en el talud de la *foredune* favorecía los procesos de deflación, generando turbulencias que incrementan la acción erosiva del viento.

En cuanto a retirada de hojas de *Posidonia* acumuladas sobre la playa, ésta se realizaba con maquinaria pesada, aspecto que implica una pérdida importante de sedimento, además de su compactación.

### *Anclado de embarcaciones de recreo*

La gestión no controlada de este espacio genera un importante número de barcos anclados en las zonas próximas a la pradera de *Posidonia oceanica*, dando lugar a un elevado impacto ecológico que afecta a todo el sistema playa-duna con un desequilibrio en la zona sumergida. El principal efecto es el arranque de plantas de *Posidonia*, principal productora de sedimento bioclástico además de protectora de la playa frente a la acción de los temporales.

## PROPUESTAS DE GESTIÓN

En base al análisis e interpretación realizados de la fotografía aérea y al trabajo de campo durante el otoño del año 2002, se propusieron las siguientes medidas de gestión:

### *Recuperación del equilibrio morfodinámico del sistema playa-duna*

Para alcanzar esta propuesta se propusieron una serie de medidas encaminadas fundamentalmente a retener sedimento, favorecer su acumulación y dar estabilidad al sistema playa-duna. Para ello, se sugirieron las siguientes técnicas:

Utilización de trampas sedimentarias. Su finalidad consiste en reducir la velocidad del viento para favorecer la retención y deposición de sedimento. La Fig. 4 muestra la ubicación de las trampas-barrera a lo largo de la playa; sus principales características consisten en una porosidad óptima, en torno del 50 %, y una altura desde su base de aproximadamente 1 m.

El otro elemento necesario, junto con las trampas sedimentarias, es la instalación de una barrera disuasoria para minimizar el paso y la entrada de personas hacia la duna y evitar que se camine sobre ésta, frenándose así la pérdida de vegetación.

Revegetación y reforestación del frente dunar y del campo de dunas semiestabilizadas. La falta de cobertura vegetal es una de las causas más importantes en la desestructuración dunar y las movilizaciones de arena hacia el interior, hecho que implica importantes pérdidas de sedimento. Por tanto la utilización de vegetación con especies propias de estos ambientes es el mejor método para la reconstrucción de la duna y su posterior estabilización.

### *Medidas de gestión*

La finalidad de este punto es establecer una serie de medidas que sean apropiadas para este espacio, garantizando su compatibilidad con los usos de sol y playa. Estas medidas propuestas son las siguientes (Fig. 4):

Reordenación del servicio de restauración. Ya se explicaron anteriormente los problemas que genera el kiosco-bar, por lo que se considera necesaria su reubicación en una zona menos sensible, de tal manera que no perjudique los procesos naturales. La zona que se propuso se sitúa en el camino que accede a la playa y junto al afloramiento rocoso.

Reordenación del servicio de playa: papeleras. Las tres papeleras situadas al pie de la foredune deben ser retiradas de su emplazamiento y ser reubicadas en los diferentes accesos a la playa donde su impacto es menor.

Reubicación de las áreas de picnic. Su situación y su uso intensivo favorecen los procesos de erosión, desestructuración y degradación del sistema. Por ello se propone eliminar su uso y recomendar su reubicación en otras zonas fuera de sistema playa-duna, donde este tipo de actividad tenga una repercusión menor o menos impactante. Así, se proponen dos nuevas áreas, una próxima al acceso desde la escalera que accede a la playa y la otra junto al camino que transcurre paralelo a la zona húmeda, junto al afloramiento rocoso.

Modificación del acceso principal a la playa. El actual acceso que proviene del aparcamiento llega a la playa mediante una escalera de obra, cuyo impacto ha sido descrito ante-

riormente. En este sentido se proponen dos cambios: reconducir y prolongar la escalera siguiendo el acantilado hasta llegar a la misma playa y, en segundo lugar, la construcción de una rampa adosada a la escalera existente que facilite el acceso a personas con algún tipo de discapacidad.

Colocación de paneles informativos. Este aspecto es muy importante, ya que se hace necesario explicar las diferentes medidas de gestión llevada a cabo. Por ello se deben instalar dos paneles informativos, uno en cada acceso a la playa. En ellos la información será precisa, gráfica y didáctica, para su fácil comprensión por parte de los usuarios. Al mismo tiempo, esta información ha de ser complementada, por parte del centro de información del parque, con la edición de trípticos.

Programa de educación ambiental. La educación, información y concienciación de los valores naturales de la playa y del litoral son una herramienta básica y complementaria a la gestión del espacio, así como un apoyo a la política de conservación propuesta. En este sentido, se elaborarán programas dirigidos a los diversos sectores sociales y al sector público y privado, que consistirán en informar de los valores ambientales, naturales y sociales del sistema, basándose en una visión retrospectiva del sistema playa-duna para realizar un análisis de los factores que, a lo largo del tiempo, han influido en el estado actual.

## RESULTADOS Y VALORACIÓN DE LA GESTIÓN PROPUESTA POR EL PROYECTO DE 2002

El estudio elaborado en el proyecto “*Restauració del sistema dunar de la platja de s'Amarador*” del año 2002, detectó hasta un total de ocho diferentes impactos sobre el sistema dunar de s'Amarador: los accesos a la playa, el tránsito humano por el sistema dunar y la zona húmeda, áreas de picnic sin control, tránsito de caballos y rodado, presión antrópica ejercida por los usuarios de la playa, retirada de acumulaciones de restos de *Posidonia*, localización inadecuada de papeleras y del kiosco-bar y, en la zona marítima, el anclaje de barcos próximos a la costa sobre la misma pradera viva de *Posidonia oceanica*, que provoca el desraizamiento de la misma. No obstante cabe comentar, que el Parque Natural de Mondragó no cuenta entre sus límites con ninguna zona marina, por ello sobre este impacto sólo se puede incidir avisando a la autoridad competente para que actúe en consecuencia.

Una vez determinados los impactos, el proyecto desarrollado establece como medidas correctoras para la conservación del espacio natural las siguientes:

1- La recuperación del equilibrio morfodinámico natural del sistema playa-duna a través de: instalación de trampas-barrera, revegetación y reforestación tanto de la *foredune* como de las dunas semiestabilizadas.

2- Realizar una gestión más adecuada a la naturaleza del espacio, garantizando su compatibilidad con los usos permitidos; para ello se propone: la reordenación del servicio de restauración y del servicio de limpieza de la playa (papeleras y recogida de *Posidonia oceanica*), la reubicación de las áreas de picnic, la modificación del acceso principal a la playa, la colocación de paneles informativos y finalmente un programa de educación ambiental.

Así pues, en el año 2005 y una vez obtenidas las autorizaciones y licencias oportunas, se inician las acciones de gestión encaminadas a la ejecución del proyecto de regeneración del sistema playa-duna de s'Amarador.

La primera actuación tuvo lugar en enero de 2005 y consistió en la reforestación del sector de dunas semiestabilizadas, utilizando para ello *Pistacia lentiscus*, *Phillyrea angustifo-*

*lia*, *Cistus salviifolius* y *Erica multiflora*. Se instalaron protectores para las plantas y se estableció un seguimiento de su evolución.

En la primavera del 2005, se instaló la nueva área recreativa fuera del sistema dunar, en un lugar próximo al camino que accede a la playa desde el parking, y que básicamente consta de 6 mesas, una de ellas adaptadas a minusválidos, una rampa de acceso, un contenedor de recogida selectiva y un baño químico.

Durante el verano de ese mismo año, se reforzó la vigilancia ordinaria del parque –un agente de medio ambiente– con personal contratado expresamente. El resultado no fue del todo satisfactorio, pues mayoritariamente los visitantes seguían haciendo uso de la zona dunar utilizándola como área de picnic; si bien algunos ya comenzaron a utilizar la nueva área recreativa. Sin embargo, sí se respetó completamente la vegetación reforestada. También se colocaron protectores a aquella vegetación que nació de forma natural en esta zona.

En el otoño del 2005, se reordenó el acceso a la playa mediante la prolongación de una pared construida siguiendo la tipología tradicional con piedra, y respetando las dimensiones y tipología de la originaria, impidiendo de este modo los senderos campo a través por el talud.

Ya en la primavera del 2006, se procedió a la colocación de un cerramiento disuasivo a base de pilones de madera tratada. Concretamente se trata de dos cerramientos, uno de 55 m que abarca la duna septentrional y otro de 130 m para la duna meridional. Los pilones



Figura 6. Ubicación de la barrera disuasiva frente a la *foredune*. Al fondo el principal punto de acceso desde el parking.

se colocaron a una equidistancia de 2 m, enterrando en la arena 80 cm y dejando fuera 60 cm, unidos entre sí por dos cuerdas. Su función, junto con la señalización informativa también instalada en primavera, es la de disuadir el paso de personas a las zonas donde se llevará a cabo la estabilización del frente dunar (Fig. 6).

La colocación del cerramiento respecto al frente dunar y su alcance en metros, estuvieron determinados por el criterio de consolidar la actuación a largo plazo. Así, no se cerró todo lo necesario, sino lo imprescindible para poder actuar e iniciar una regulación del uso histórico de la playa. Se dejó sin cerrar el área recreativa septentrional no reglada y la escalera de acceso.

La reacción de los usuarios fue diversa, la gran mayoría respetó el cerramiento y sus cuerdas, aunque en una ocasión –y en lo que parece un acto de vandalismo– quitaron ambas del cerramiento meridional y las abandonaron dentro del parque. La solución adoptada fue la de volver a colocar únicamente la cuerda superior, dejando la inferior de reserva por si volvía a suceder un caso similar. No volvió a suceder a lo largo de todo el año 2006. En general, los usuarios de la playa de s'Amarador respetaron el área de cerramiento disuasorio, atendiendo a las explicaciones del personal del parque en los casos de utilización de zonas inadecuadas.

Las papeleras de la playa fueron recolocadas en función de la ubicación determinada por el proyecto. Además, en una pequeña zona donde se habían ubicado históricamente 2 papeleras, y que sufría fuertes procesos erosivos y pérdida de vegetación, se instalaron 8 pilones con cuerdas y se reforestó a partir de *Pistacia lentiscus*.

Durante el verano del 2006, se volvió a contratar refuerzo para la vigilancia, que junto con la brigada del parque y el agente de medio ambiente, se encargaron de hacer un seguimiento del uso que se hacía de la playa y de la evolución del sistema natural. Desde entonces, no se ha producido ningún robo ni rotura de material, a pesar que el área recreativa de s'Amarador ha sido utilizada por mayor número de usuarios que el año anterior.

El personal del parque ha podido constatar que los usuarios tienen mayor respeto por el medio natural (conservación del mobiliario y residuos en contenedores) que los usuarios de la otra área recreativa del parque, las Fonts de n'Alis, debido básicamente a las explicaciones recibidas y a la información de los paneles informativos instalados (Fig.7).

No se ha permitido la entrada de vehículos pesados para recoger los restos de *Posidonia oceanica* muerta; en su lugar, el personal del parque ha recogido los residuos manualmente de entre los restos de *Posidonia* y a lo largo de toda la superficie de la playa. Es tam-



Figura 7.

Paneles informativos instalados a lo largo de la playa.



Figura 8.

En primer término, recuperación del talud de la duna; al fondo se puede observar la presencia de lirios de mar detrás de la barrera disuasiva.

bién un buen síntoma que no se hayan detectado ni restos de fuego ni intentos de hacerlo, y por tanto no se han roto las ramas de los árboles más jóvenes que se utilizaban con ese fin. Además, con el cerramiento disuasivo se ha evitado el tránsito de caballos y *quads* por el sistema dunar.

Todo lo expuesto anteriormente ha permitido que, a pesar de no estar instaladas las trampas-barrera, el sistema haya recuperado aspectos naturales a un ritmo sorprendente. Se ha podido observar una mayor extensión de *Lirios de mar* (*Pancratium maritimum*) y cómo las dunas embrionarias, próximas al cerramiento, ayudaban a restablecer el perfil de erosión de la parte del talud frontal de la *foredune* (Fig. 8).

Sobre la recuperación del primer cordón dunar en la zona que éste ha desaparecido, la propuesta era la utilización de trampas-barrera, con las dimensiones, el tratamiento y materiales adecuados para darles una durabilidad a largo plazo, las cuales finalmente se han instalado en otoño de 2006. Desde su instalación y hasta la fecha no se han producido los temporales de viento propios de la época invernal, por ello la evolución de la captación de arena por parte de las trampas-barrera no ha sido la que cabría esperar. No obstante, comienza a observarse una incipiente acumulación de arena a ambos lados de las trampas.

Se ha tenido muy presente la ejecución de este proyecto en lo que atañe a la oferta de educación ambiental del parque, tanto referida a educación reglada (escuelas, institutos) como no reglada (familias, grupos de voluntarios, etc.) impartida a los visitantes durante estos años. Este punto es fundamental, puesto que parte del éxito obtenido hasta ahora, se debe a las explicaciones dadas a los usuarios, una buena parte de los cuales es vecina del parque.

Así pues, de los objetivos planteados, el restablecimiento del equilibrio natural del sistema está evolucionando positivamente. En relación a la gestión, se han ejecutado todas las acciones propuestas, quedando pendiente la reordenación del acceso con la pasarela de madera y la recolocación del kiosco-bar.

## CONCLUSIONES

La continua degradación del conjunto del sistema playa-duna de s'Amarador, especialmente en la última década, dio como resultado la elaboración de un plan de gestión para este sector del Parc Natural de Mondragó.

La accesibilidad a la playa por ambos extremos, pero especialmente por su extremo sur, contribuyó a la degradación de la *foredune*, debido a que no sólo la escalera de acceso a la playa interrumpía la continuidad de esta forma, sino que además aceleraba los procesos erosivos. Este aspecto unido a una mala ubicación de elementos como el kiosco-bar y las papeleras, o una inadecuada limpieza de la playa con maquinaria pesada, además de la existencia de dos extensas áreas de picnic, también contribuyeron a acelerar los procesos erosivos con una pérdida en el balance sedimentario.

Por tanto, con este plan de gestión, no sólo se propone una reordenación de los diferentes servicios antes mencionados, sino que se elabora un plan de gestión, con elementos como trampas-barrera, barreras disuasorias, revegetación y un nuevo plan de accesibilidad.

## BIBLIOGRAFÍA

- Conselleria de Medi Ambient (2000). *Guia de Passeig del Parc Natural de Mondragó*. Govern de les Illes Balears. Gràfiques Gelabert. Palma.
- Conselleria de Medi Ambient: (2002). *La vegetació dunar a la platja de s'Amarador*. Govern de les Illes Balears. Conselleria de Medi Ambient. Palma.
- Jaume, C. y Fornós, J. J. (1992). Composició i textura del sediments de platja del litoral mallorquí. *Boll. Soc. Hist. Nat. de les Balears* 35, 93-110.
- Martín-Prieto, J.A. y Rodríguez-Perea, A. (1996). Participación vegetal en la construcción de los sistemas dunares litorales de Mallorca. En Grandal d'Angade A. (Eds): *IV Reunión de Geomorfología*, Sociedad española de Geomorfología O Castro (A Coruña), 785-798.
- Ojeda, J. (2000). Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias y propuestas. *Bol. AGE* 30, 103-118.
- Rodríguez-Perea, A., Servera, J. y Martín-Prieto, J.A. (2000). *Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial continuada: informe Metadona*. Col. Pedagogia Ambiental, 10, UIB.
- Roig-Munar, F.X. y Martín-Prieto, J.A. (2002). Valoración de la capacidad de carga física y perceptual en playas situadas en espacios naturales protegidos. En Santos X. (Ed.): *La Geografía y la Gestión del Turismo. Actas VIII Coloquio de Geografía del Turismo, ocio y recreación*. Universidad de Santiago de Compostela, 343-351.
- Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Rodríguez-Perea, A. y Pons, G. X. (2006). Valoración geoambiental y económica de diferentes técnicas de gestión de playas. *IX Jornadas Nacionales de Geomorfología*, 457-469.
- Rosselló, V. M. (1998). Torrents i cales de Mallorca: aspectes geomorfològics: En Fornós, J. J. (Ed.), *Aspectes Geològics de les Balears*. UIB, 331-360.
- Servera, J., Martín, J. A. y Díaz, A. (2002). *Restauració del sistema dunar de la platja de s'Amarador*. Conselleria de Medi Ambient-Universitat de les Illes Balears. Palma, 63 pp.
- Servera, J., Martín-Prieto, J.A. y Rodríguez-Perea, A. (2002). Forma y dinámica de las acumulaciones de hojas de *Posidonia oceanica*. Su papel como elemento protector de la playa subaérea. En Pérez-González, A.; Vegas, J. i Machado, J. M. (eds): *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Geología 1, 363-369.

# Anexo 2.6

## *Itinerario y paradas complementarias*

### **Parada 1. Playa de s'Amarador**

La playa de s'Amarador, como sistema litoral, constituye un sistema playa-duna de fondo de cala situado en el municipio de Santanyí, el cual junto a la playa de las Fonts de n'Alis integran el Parc Natural de Mondragó. Estos sistemas tienen unas dimensiones relativamente pequeñas, determinadas por las mismas medidas que definen el entrante de mar hacia tierra que los alberga. La playa de s'Amarador está asociada a la desembocadura de un barranco y constituye la restinga arenosa que cierra una pequeña formación de albufera en su interior.

El camino a la playa se realiza desde el parking público situado en las proximidades de la misma. Desde la rampa de acceso podemos observar una perspectiva general del sistema playa-duna de s'Amarador (ver Fig. 2, del capítulo 2.6).

Desde este punto nos desplazaremos a aquellas zonas que han sido objeto de gestión, comenzando por el sector de dunas semiestabilizadas, donde se ha eliminado una zona de picnic libre, para lo cual ha sido necesaria la revegetación de este sector. Nos dirigiremos ahora hacia la *foredune*, sobre la cual se han realizado varias actuaciones como la instalación de la barrera disuasiva y las trampas sedimentarias, así como la eliminación de las papeleras (Fig. 1). Finalmente nos desplazaremos hacia el sector septentrional de la cala, donde podremos observar en primer lugar el kiosco-bar, situado frente al promontorio rocoso, y el otro cordón de *foredunes*, pendiente de protección mediante trampas-barrera. Desde este punto, nos dirigiremos por el acceso septentrional hacia la otra playa del parque, las Fonts de n'Alis.



Figura 1. Aspecto general de la *foredune*, mostrando las diferentes técnicas de gestión llevadas a cabo en este sector de la playa, consistentes en la instalación de trampas sedimentarias y un cordón disuasivo en el frente de la misma. En segundo término se puede apreciar el kiosco-bar.

# 2.7

## ENDOKARST COSTERO, NIVELES MARINOS Y TECTÓNICA: EL EJEMPLO DE LA COSTA ORIENTAL DE MALLORCA

---

Joaquín GINÉS<sup>1</sup>, Joan J. FORNÓS<sup>1</sup>, Àngel GINÉS<sup>2</sup> y Paola TUCCIMEI<sup>3</sup>

1) *Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.*

2) *Àrea d'Ecologia, Departament de Biologia, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.*

3) *Dipartimento di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre", Roma.*

### INTRODUCCIÓN

El carácter inestable –a escala geológica– del nivel de las aguas marinas conlleva una compleja gama de consecuencias sobre el devenir geomorfológico del endokarst costero, a las que es necesario dedicar atención. Las interacciones entre el nivel marino y la morfogénesis subterránea en las costas calcáreas se concretan en dos grandes grupos de consecuencias: por una parte, tienen lugar unas repercusiones de índole *activa*, como podría ser el papel del mar como nivel de base que controla los mecanismos de erosión kárstica y la dinámica litoral en las costas carbonatadas; por otro lado, existen otras interferencias que cabría calificar de *pasivas*, entre las cuales se contarían por ejemplo la inundación (durante pulsaciones transgresivas) de cuevas litorales que han evolucionado previamente en condiciones vadosas, así como la posible precipitación de carbonatos freáticos en los lagos subterráneos así generados.

Todas estas interacciones entre modelado litoral y morfogénesis endokárstica originan un entramado de formas y sedimentos característicos (Montoriol-Pous, 1961; Gràcia y Vicens, 1998; Ginés, 2000), en los que la historia del nivel marino durante el Cuaternario introduce una incuestionable componente geocronológica, que a su vez se ve afectada por los movimientos tectónicos recientes. La posibilidad de relacionar las etapas morfo-sedimentarias discernibles en las cavidades costeras con paleoniveles del mar se muestra sumamente útil para la reconstrucción, y ubicación en el tiempo, de los acontecimientos que han ido configurando la evolución geomorfológica de las áreas calcáreas litorales. Dentro de esta línea, en el presente trabajo se expone en primer lugar el escenario general de las interferencias entre los dos modelados de nuestro interés –karst y litoral– para, acto seguido, abordar en extenso algunas de esas interacciones, concretamente la espeleogénesis en el Levante de Mallorca y el registro geocronológico constituido por los espeleotemas freáticos de sus cuevas costeras.

### LAS INTERFERENCIAS ENTRE ENDOKARST COSTERO Y MODELADO LITORAL

Aparte del estudio de las microformas de erosión en los litorales calcáreos, que cuentan con una relativamente extensa bibliografía (ver referencias incluidas en Gómez-Pujol y

Fornós, 2001 y Gómez-Pujol, 2006), las interrelaciones geomorfológicas entre costa y karst –abordadas en un sentido amplio– han comenzado a ser objeto de interés a partir sobre todo del inicio de la década de 1980. Desde ese momento ha ido viendo la luz una relativamente extensa bibliografía, entre la que destacan algunas obras de síntesis como las de Guilcher *et al.* (1982) y Nicod (1986); en ambas publicaciones se individualizan con claridad dos bloques temáticos bien diferentes, como son por un lado el estudio particularizado de las formas de lapiaz litoral y, por otra parte, la interpretación de las relaciones que se establecen entre las variaciones del nivel marino y la evolución de los macizos calcáreos costeros, abordándose por tanto el karst litoral como un sistema complejo en el que participan modelados diversos tanto a nivel epigeo como hipogeo. Paralelamente, los manuales recientes sobre geomorfología kárstica comienzan también a ocuparse de las relaciones entre costa y karst (Jennings, 1985; Ford y Williams, 1989; Klimchouk *et al.*, 2000), enfatizando el interés que presenta el estudio de los condicionantes que las oscilaciones del nivel marino introducen en el desarrollo del karst costero.

A pesar de la relativa abundancia de literatura reciente sobre estas cuestiones, se echan a faltar intentos de sistematización de las interferencias entre los dos modelados que actúan en este particular dominio geomorfológico. Con esta intención se ha elaborado la Tabla 1, la cual pretende esquematizar las consecuencias morfogénicas que las oscilaciones del nivel marino tienen sobre el karst litoral, centrándonos ya de manera exclusiva en las repercusiones relacionadas con la génesis y evolución de las formas endokársticas. Se han distinguido cuatro categorías de interacciones que serán desarrolladas a continuación.

Comenzando por las implicaciones de índole hidrogeológica, la superficie de las aguas marinas constituye el nivel de base al cual se ajusta la posición altimétrica del plano de las aguas freáticas litorales. Esta circunstancia origina, en primera instancia, el establecimien-

<b>hidrología</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- control marino de la cota de las aguas freáticas litorales</li> <li>- presencia de lagos de aguas salobres que inundan las cuevas costeras</li> <li>- control marino del drenaje hacia las surgencias costeras</li> <li>- procesos de disolución de carbonatos asociados a la zona de mezcla entre aguas continentales y marinas</li> </ul>
<b>morfogénesis</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- control marino de las zonas preferenciales de disolución y espeleogénesis</li> <li>- excavación de cavidades costeras de erosión marina</li> <li>- captura marina de cuevas de origen kárstico</li> </ul>
<b>rellenos de cavidades</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- presencia de sedimentos de origen marino y/o eólico</li> <li>- presencia de secuencias estratigráficas complejas: sedimentos litorales, brechas kársticas, restos paleontológicos y espeleotemas</li> <li>- deposición freática de carbonatos controlada por el nivel marino actual o pretérito</li> </ul>
<b>geocronología</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- correlaciones altimétricas entre morfogénesis endokárstica y paleolíneas de costa</li> <li>- datos cronológicos procedentes del registro paleontológico incluido en los sedimentos de las cuevas litorales</li> <li>- espeleotemas vadosos sumergidos bajo el nivel freático registran eventos climáticos de signo frío</li> <li>- espeleotemas de origen freático constituyen un excelente registro de los paleoniveles marinos cuaternarios transgresivos y/o regresivos</li> </ul>

Tabla 1. Algunas consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones eustáticas sobre el endokarst litoral.

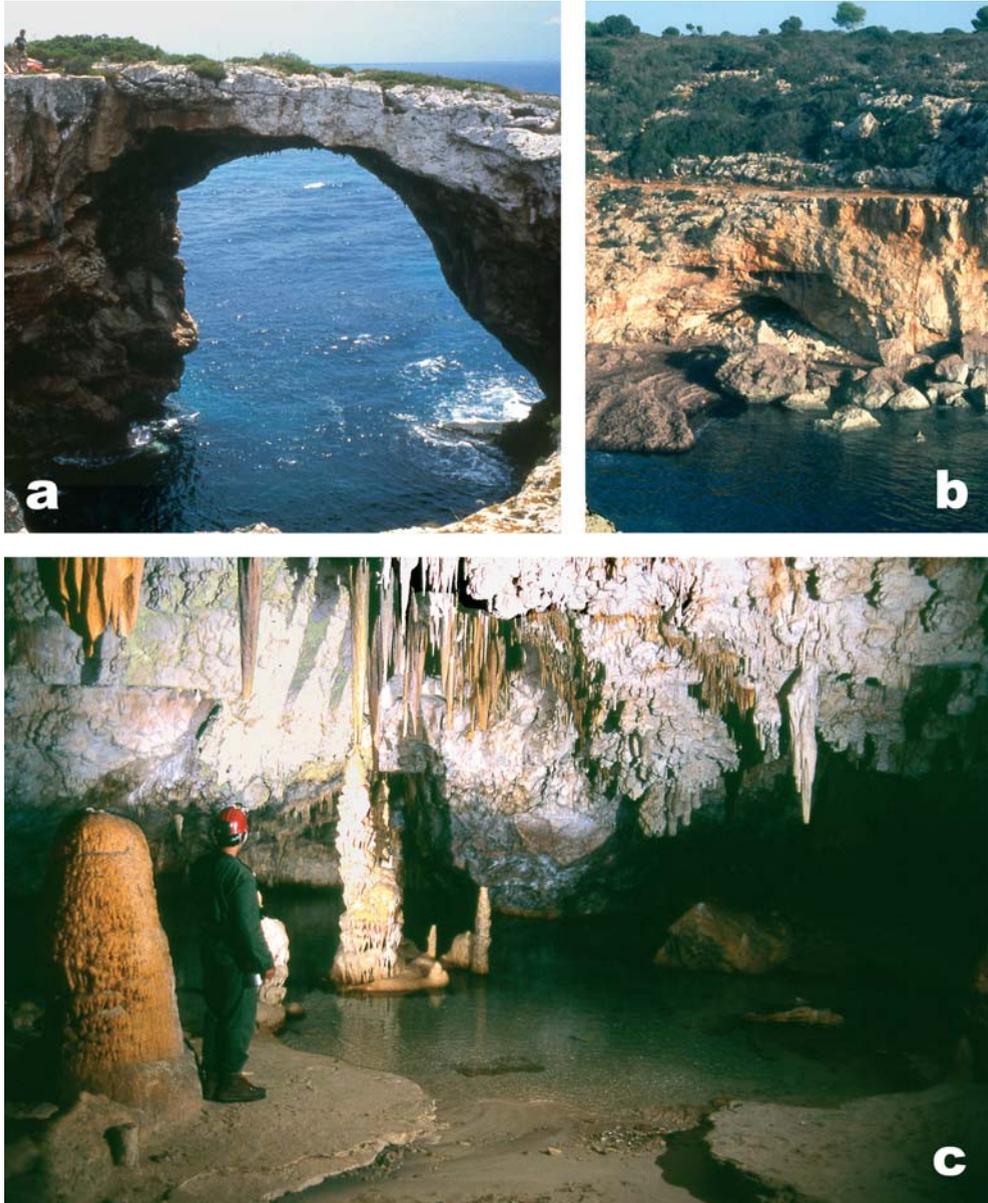


Figura 1. Ejemplos de interferencias entre el modelado endokárstico y la dinámica litoral. a) la Cova Marina des Pont (Manacor) es una cueva kárstica casi dismantelada por la erosión costera. b) en el caso de la Cova de Cala Falcó (Manacor), una cavidad de génesis marina ha capturado un fenómeno endokárstico preexistente, debido al paulatino retroceso de la línea de costa. c) la Cova de na Mitjana (Capdepera) es una cueva kárstico-marina en la que se conjugan variadas formas y sedimentos relacionados con las vicisitudes experimentadas por el nivel del Mediterráneo; notéense las arenas marinas, recubiertas por coladas estalagmíticas, que configuran una curiosa playa hipogea.

to de lagos subterráneos de aguas salobres en las cuevas de la franja costera (Ginés, 1995a), ya que el nivel del mar controla la disposición tridimensional de la lente de aguas subterráneas continentales y de las líneas de drenaje que alimentan numerosas surgencias costeras submarinas (Grodzicki, 1985; Smart *et al.*, 2006). Asimismo, es preciso resaltar que en la zona freática de las áreas kársticas litorales tienen lugar procesos de mezcla de aguas marinas y continentales, los cuales potencian la actuación de mecanismos espeleogenéticos a causa de la agresividad resultante de dichos procesos geoquímicos (Plummer, 1975; Back *et al.*, 1984).

Moviéndonos en el plano de las repercusiones de carácter morfogénico (Tabla 1) –entendiendo ahora este concepto en un sentido restringido tan sólo a la generación de formas erosivas– es bien patente que el mar, al actuar como nivel de base hidrogeológico, controla la posición de las zonas preferenciales de espeleogénesis (Mylroie y Carew, 2000; Smart *et al.*, 2006), ligadas a los mecanismos de mezcla antes mencionados. Aparte de estos procesos de disolución que tienen lugar en la zona freática, la dinámica litoral ocasiona la excavación de cuevas de génesis estrictamente marina, siendo habitual también que las cavidades de abrasión marina capturen vacíos de origen kárstico (Figs. 1a y 1b), dando lugar a fenómenos de origen mixto: serían las *capturas kárstico-marinas* de Montoriol-Pous (1971).

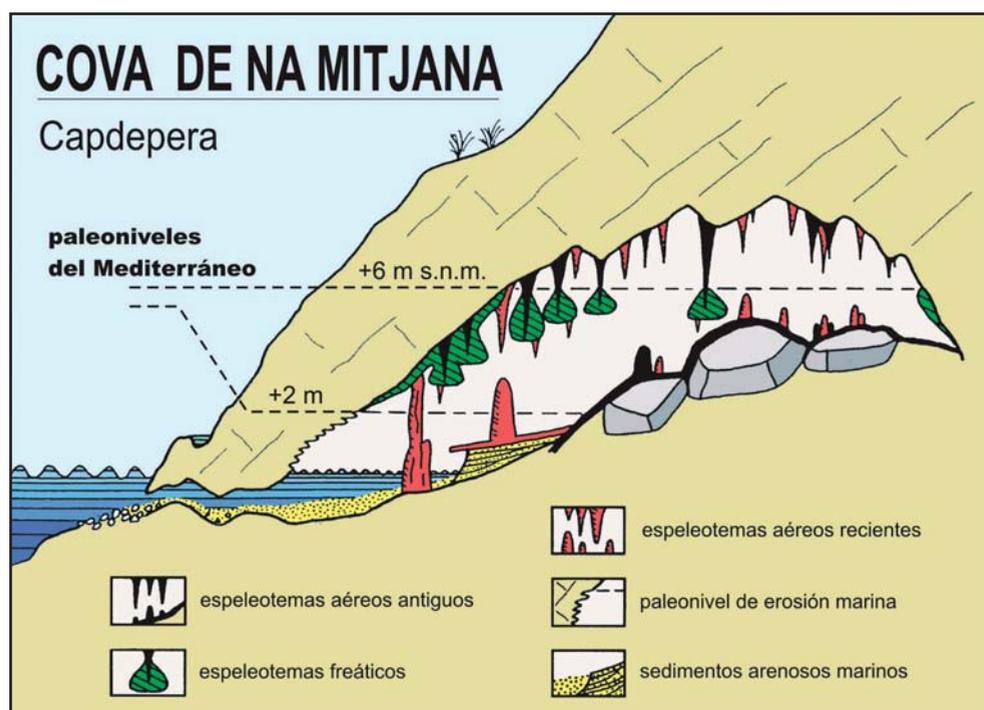


Figura 2. Representación esquemática de los conjuntos morfo-sedimentarios asociados a las fluctuaciones del nivel marino, observables en una cueva del Levante de Mallorca. El paleonivel de espeleotemas freáticos (+6 m s.n.m.) es anterior a la apertura de la entrada marina y corresponde probablemente al estadio isotópico 7, mientras que el nivel de erosión con perforaciones de litófagos (+2 m s.n.m.) se relaciona con la captura de la cueva por la erosión costera y correspondería al último interglacial (estadio isotópico 5).

En tercer lugar, resultan de sumo interés determinados rellenos de cavidades asociados de una manera u otra al carácter litoral de las formas subterráneas (Fig. 1c). Por un lado, las cuevas costeras contienen con frecuencia sedimentos diversos de origen marino y/o eólico (gravas, arenas...), interdigitados entre depósitos químicos vadosos (coladas estalagmíticas, susceptibles de datación radiométrica), formando a veces complejas secuencias estratigráficas que incluyen restos paleontológicos de vertebrados terrestres plio-pleistocénicos (Ginés y Fiol, 1981; Ginés, 2000). Pero sin duda el relleno de cavidad más conspicuo –y totalmente específico del endokarst costero– lo constituye la deposición freática de carbonatos, en lagos hipogeos controlados por la posición del nivel marino actual o pretérito (Ginés *et al.*, 1981b, 2005).

Finalmente, hay que aludir a las implicaciones geocronológicas que se derivan de la casuística esbozada en los párrafos precedentes (Fig. 2 y Tabla 1). En primer lugar, es fácil inferir la posibilidad del establecimiento de correlaciones altimétricas entre etapas morfo-genéticas concretas de algunas cavidades y paleolíneas de costa de edad conocida. Por otro lado, las formas endémicas de vertebrados terrestres, incluidos en las secuencias sedimentarias de algunas cuevas, pueden suministrar valiosos datos estratigráficos susceptibles de complementarse con datos geocronológicos obtenidos mediante la datación isotópica de depósitos estalagmíticos.

En otro orden de cosas, la presencia de estalagmitas aéreas sumergidas en los lagos actuales de cuevas costeras, documenta momentos de descenso relativo del nivel marino durante eventos climáticos de signo frío. Haciendo referencia también a la dialéctica que se establece entre fluctuaciones del nivel marino y deposición de espeleotemas, conviene resaltar la presencia de cristalizaciones freáticas de carbonatos, las cuales suponen un excelente registro de los paleoniveles marinos pleistocénicos (Ginés *et al.*, 1981a, 2002, 2003; Vesica *et al.*, 2000; Tuccimei *et al.*, 2006); su potencial de estudio, desde los puntos de vista paleoclimático y cronológico, nos obligará a ocuparnos de ellos con cierto detalle más adelante.

## LA ESPELEOGÉNESIS EN EL LEVANTE DE MALLORCA

Aunque para algunos pueda no resultar del todo obvio, una de las manifestaciones más llamativas ligadas a la morfo-dinámica litoral, que se dan en Mallorca, está constituida por las abundantes cuevas kársticas existentes en el Levante de la isla (Ginés, 1995a). En esta área se localizan más de 200 cavidades subterráneas litorales de diversa magnitud, que en algún caso llegan incluso a superar en la actualidad los 10 km de desarrollo horizontal (Gràcia y Clamor, 2002). Aparte de su interés geomorfológico, estas cavidades han supuesto desde finales del siglo XIX uno de los principales atractivos turísticos del archipiélago balear (Ginés, 1995b).

Esta riqueza espeleológica obedece sobre todo a condicionamientos de tipo litológico. Los depósitos post-orogénicos del Mioceno superior que conforman el Sur y el Levante de Mallorca incluyen a grandes rasgos dos unidades que han resultado afectadas por los procesos de karstificación: una unidad inferior de carácter claramente arrecifal y edad Tortoniense-Messiniense (la denominada *Unidad Arrecifal*), así como un *Complejo Terminal* de edad fini-Messiniense, en el que se intercalan depósitos margo-calcáreos bioturbados junto con niveles estromatolíticos y facies oolíticas (Fornós *et al.*, 2002, 2004). La gran mayoría de formas endokársticas del Levante mallorquín está excavada en los materiales calcareníticos de la *Unidad Arrecifal*, correspondientes a depósitos de plataforma carbonatada somera que incluyen abundantes bioconstrucciones en forma de barreras o manchas de corales de

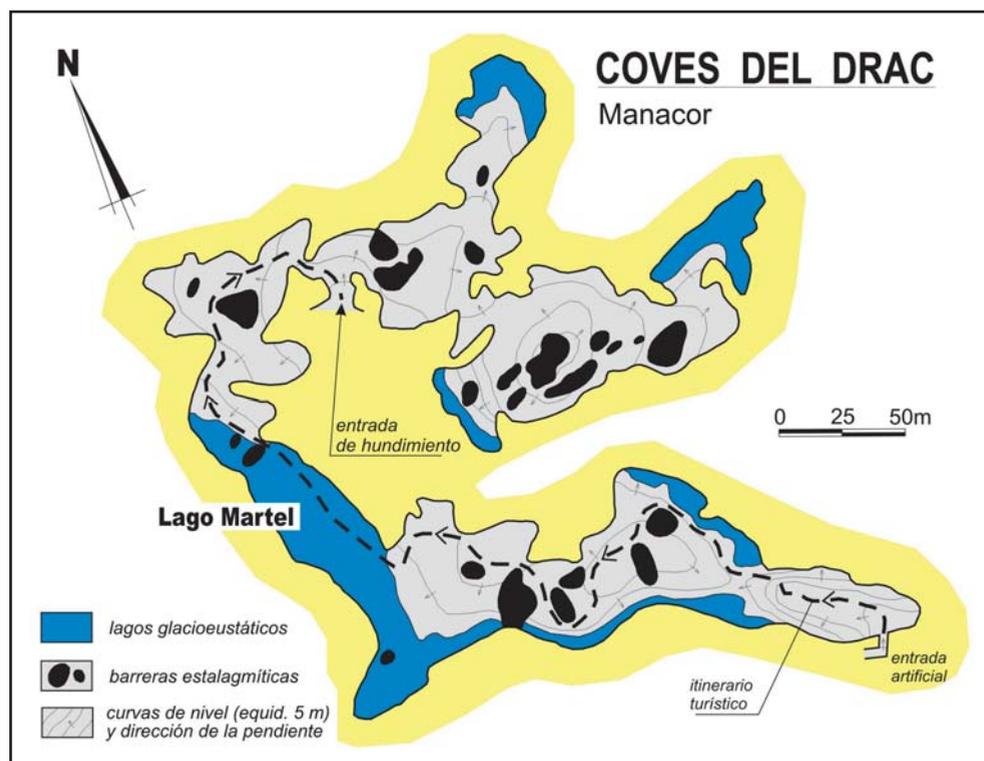


Figura 3. Topografía simplificada de la cueva turística más importante de Mallorca, la cual supone un exponente paradigmático de la karstificación en los materiales carbonatados del Mioceno superior de la isla.

desarrollo y distribución espacial muy variables lateralmente. Las zonas con mayor profusión de cuevas se relacionan con la disolución preferencial de los edificios coralinos (de mineralogía predominantemente aragonítica), aunque la evolución de algunas cavidades llega a afectar al *Complejo Terminal* suprayacente (fini-Messiniense) mediante hundimientos de las bóvedas que producen su apertura al exterior (Fornós *et al.*, 1989).

En líneas generales las cavernas de esta región natural están integradas por una sucesión de grandes salas yuxtapuestas, y enlazadas entre sí de modo en apariencia aleatorio (Fig. 3); esta estructura relativamente caótica de las cavidades obliga al visitante a numerosos ascensos y descensos que se corresponden con grandes acumulaciones de bloques rocosos desprendidos de bóvedas y paredes. Estos procesos generalizados de hundimiento y reajuste mecánico, junto con la progresiva puesta en solución de los productos clásticos resultantes, ha desorganizado del todo una red de cavidades iniciales excavadas previamente en la zona freática litoral. Los citados mecanismos de colapso individualizan, dentro de la misma cueva, diferentes unidades volumétricas consistentes en amplias salas intercomunicadas entre ellas en sus cotas inferiores, las cuales están con frecuencia ocupadas por lagos de aguas salobres de dimensiones notables (Fig. 4a). El crecimiento tridimensional de estas cuevas origina, en última instancia, su apertura al exterior mediante hundimientos zenitales o laterales de las salas más próximas a la superficie. Las archiconocidas Coves del Drac (Ginés y Ginés, 1992) son un muy buen ejemplo de lo descrito, al

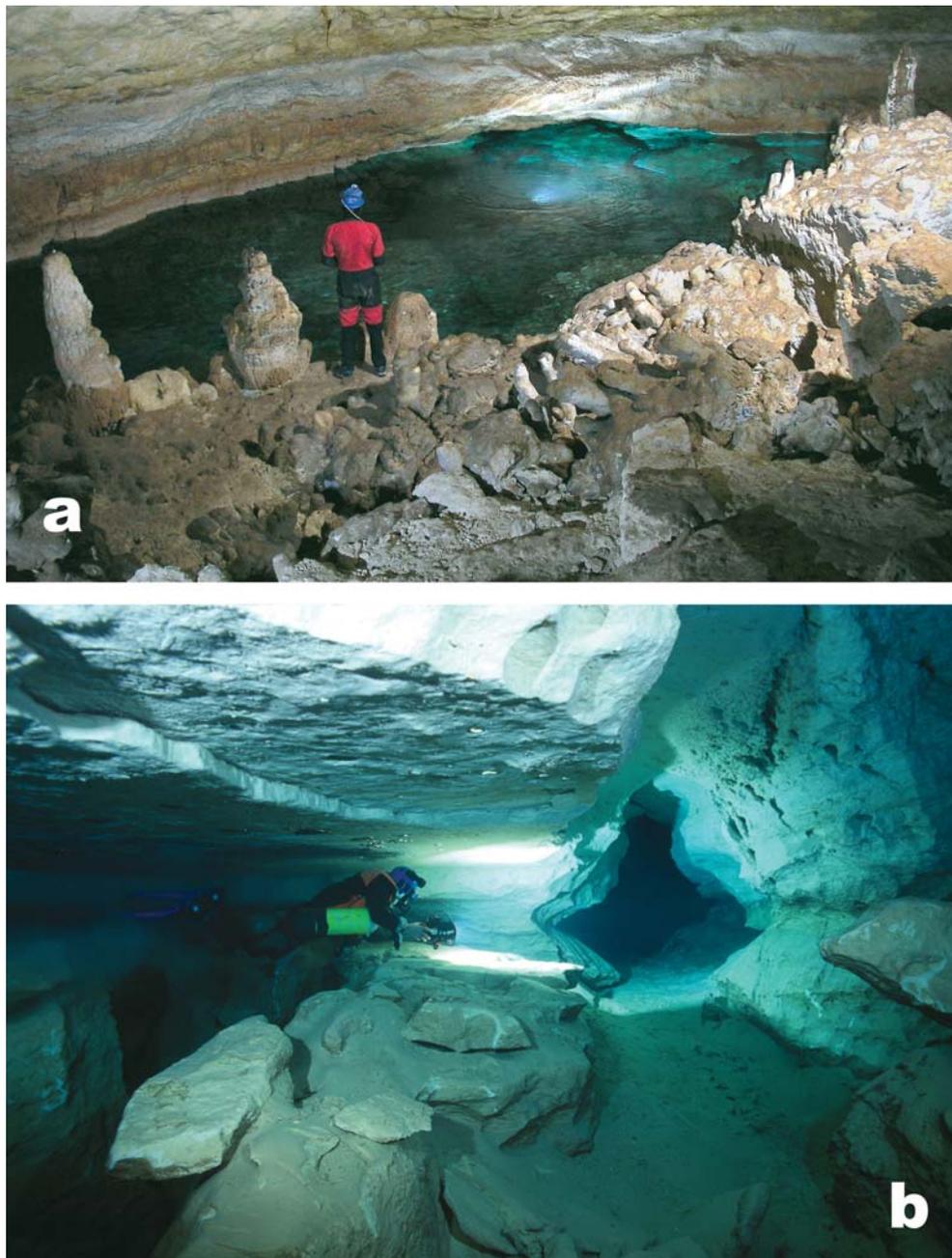


Figura 4. Aspectos morfológicos de los fenómenos endokársticos del Levante de Mallorca. a) vista de una de las salas del sector aéreo de las Coves del Pirata (Manacor), donde se aprecian algunos de los rasgos más característicos de su apariencia actual: extensos lagos de aguas salobres, que inundan amplias salas de hundimiento decoradas por depósitos estalagmíticos (foto: Antoni Merino). b) aspecto de las galerías inundadas de la Cova Genovesa (Manacor), que serían representativas de las fases iniciales de excavación freática de las cavidades de la zona (foto: Oscar Espinasa).

igual que sucede con otras cavidades como la Cova Genovesa (Gràcia *et al.*, 2003), ambas en el municipio de Manacor.

Aparte de las morfologías y sedimentos ligados a los procesos clásticos antes mencionados, la gran abundancia y variedad de espeleotemas configura un particular binomio morfológico que caracteriza el endokarst del Levante de Mallorca, otorgándole la belleza y espectacularidad que lo han hecho famoso internacionalmente (Fig. 4a). En algunas localidades destaca la abundancia de estalactitas que tapizan de manera extensiva los techos de sus salas. Asimismo, es habitual la presencia de una rica y voluminosa ornamentación estalagmítica (estalagmitas, columnas y coladas) que se asienta sobre un sustrato inestable de bloques rocosos desprendidos, hecho que provoca fenómenos de soliflucción hipogea que se traducen en la rotura y el desplazamiento de estos depósitos cristalinos.

Los mecanismos morfogenéticos que han generado estas cuevas han sido establecidos a partir de las localidades clásicas de los alrededores de Portocristo (Ginés y Ginés, 1992; Ginés, 1995a). Se trata de cavernas que han experimentado una notoria y dilatada evolución en condiciones vadosas (hundimientos de bóvedas, deposición de espeleotemas...), pero para las cuales cabe suponer una génesis inicial asociada a la zona freática litoral (Figs. 4b y 5). En este particular ambiente geoquímico, la mezcla entre las aguas subterráneas continentales y el agua marina puede dar lugar a intensos procesos de disolución de la roca caliza, tal como ha sido puesto de relieve en numerosos karsts costeros de diversas partes del planeta (Back *et al.*, 1984; Mylroie y Carew, 2000; Smart *et al.*, 2006).

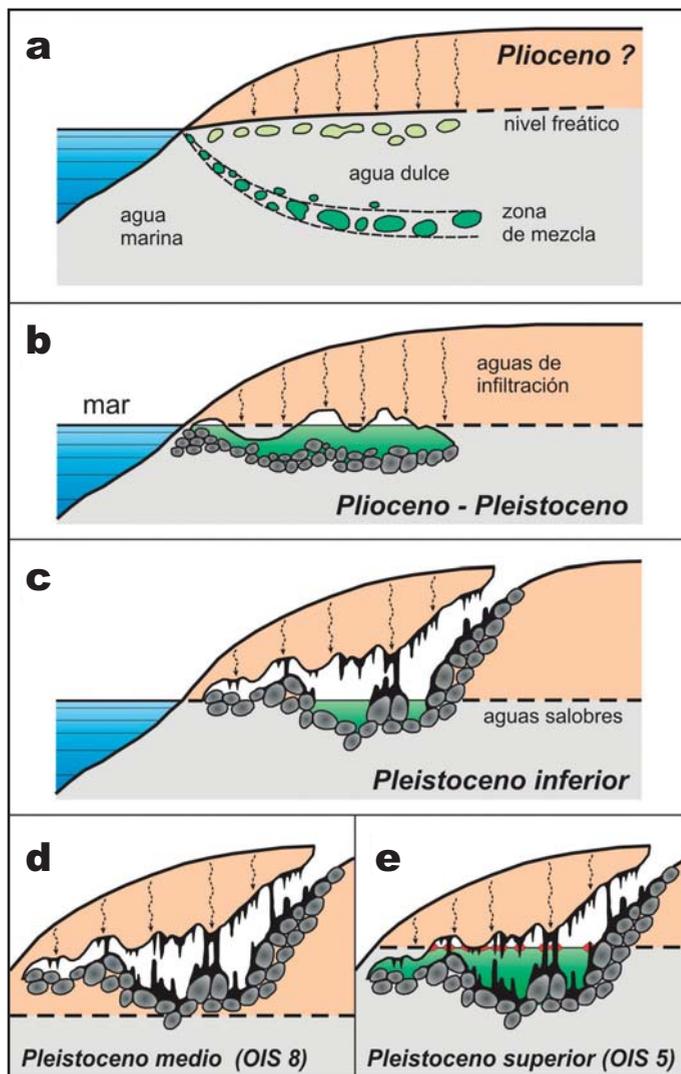
La primera fase espeleogenética consistiría, pues, en la excavación por disolución en condiciones freáticas de una red de cavidades y vacíos, relacionados con las dos zonas donde fluyen aguas potencialmente agresivas: la parte superior de la lente de agua dulce y la zona de mezcla antes mencionada. Con posterioridad (Plioceno-Pleistoceno inferior), las cavidades experimentaron considerables modificaciones como consecuencia de una complicada sucesión de crisis mecánicas, que provocan hundimientos, y momentos de relativa estabilidad que permiten el crecimiento de una exuberante decoración estalagmítica (Fig. 5). En este decurso las cuevas han crecido significativamente en volumen, y las morfologías de disolución originarias han desaparecido casi por completo. Es probable que un importante factor desencadenante de hundimientos no sea otro que los desequilibrios mecánicos que se producen en las bóvedas durante episodios de descenso de la superficie freática, relacionados con las fluctuaciones regresivas del nivel marino. Las oscilaciones glacio-eustáticas más recientes (Pleistoceno medio y superior) controlan finalmente ciertos retoques morfológicos adicionales. Por ejemplo, durante fluctuaciones de signo negativo (glaciaciones) se forman estalagmitas aéreas en el fondo de lo que son los lagos actuales de las cuevas. Por el contrario, las oscilaciones positivas del nivel del Mediterráneo (eventos interglaciales) originan la inundación parcial o total de las cavidades (Fig. 6), produciéndose la deposición de espeleotemas freáticos –a diversas alturas– que registran el nivel actual o pretérito de las aguas marinas.

## ESPELEOTEMAS FREÁTICOS E HISTORIA DEL NIVEL MARINO

Como ya se ha mencionado con anterioridad, uno de los rasgos más definitorios del endokarst costero de Mallorca está constituido por la abundancia de lagos de aguas salobres, que inundan las cotas inferiores de las cavidades en correspondencia altimétrica e hidrodinámica con el actual nivel del Mediterráneo (Ginés, 1995a). El control marino de la posición y del comportamiento hidrológico de estos lagos es bien patente, ya que experi-

Figura 5.

Secuencia evolutiva propuesta para la morfogénesis de las cuevas kársticas del Levante de Mallorca. a) excavación inicial en régimen freático ligada a situaciones geoquímicas específicas (zona epifreática y zona de mezcla entre aguas continentales y marinas). b) desarrollo volumétrico de la cavidad mediante hundimientos y ajustes mecánicos de las bóvedas. c) espectaculares fenómenos de estalagmitización cubren un potente sustrato de bloques rocosos, d) durante importantes oscilaciones negativas del nivel marino se forman estalagmitas aéreas en lo que son los actuales lagos de la cueva. e) las fluctuaciones glacioeustáticas del nivel marino quedan registradas en forma de alineaciones de espeleotemas freáticos.



mentan fluctuaciones periódicas de su nivel, correspondientes a oscilaciones marinas menores de origen mareal y/o barométrico. En este particular ambiente geoquímico de carácter freático, caracterizado por un más o menos elevado contenido en cloruros, se puede constatar hoy en día la generación de precipitados de carbonatos (revestimientos cristalinos formando bandas horizontales, láminas de calcita flotante, etc.) asociados a la superficie de los mencionados lagos subterráneos (Pomar *et al.*, 1979). Del mismo modo que estos espeleotemas freáticos subactuales evidencian la presente posición del nivel marino, antiguas cristalizaciones similares –situadas a cotas diversas, tanto positivas como negativas (Fig. 7)– resultan un excelente registro de la altimetría de pretéritas líneas de costa, relacionadas con las fluctuaciones glacioeustáticas pleistocénicas (Ginés y Ginés, 1974; Ginés *et al.*, 1981a; Pomar *et al.*, 1987; Ginés, 2000; Ginés *et al.*, 2002, 2003). Estos

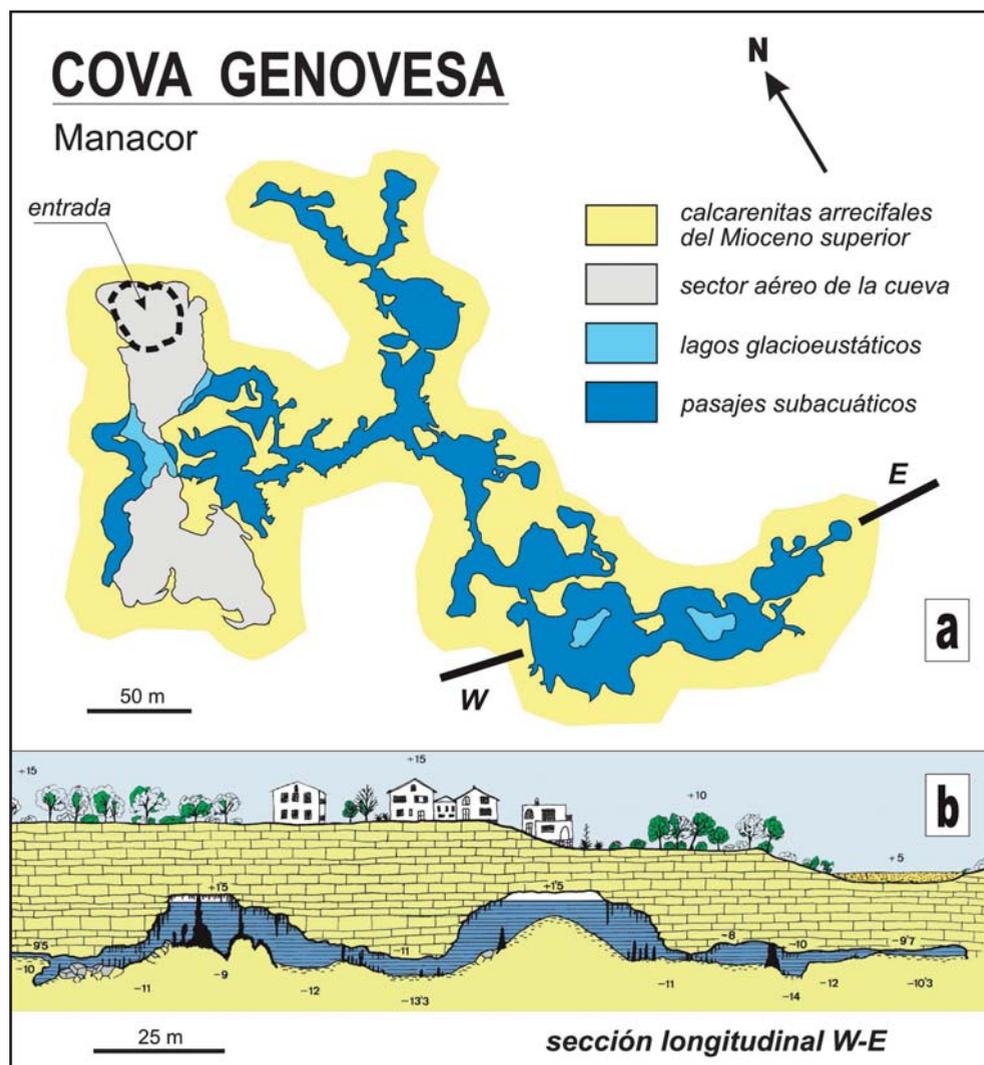


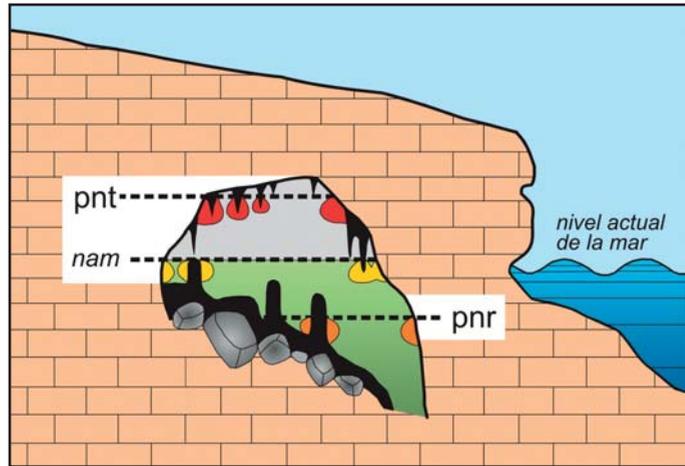
Figura 6. Topografía de una importante cueva costera cercana a Cala Anguila (Manacor), según Gràcia *et al.* (2003). a) planta de la cavidad con indicación de los sectores total o parcialmente inundados por las aguas freáticas. b) sección longitudinal de algunas de las salas, en la cual se pueden apreciar las diferentes unidades volumétricas de hundimiento que configuran la cueva.

depósitos complementan eficazmente el registro marino clásico –playas fósiles con fauna malacológica, plataformas de abrasión, etc– que tan bien representado se encuentra en Mallorca (Cuerda, 1975; Pomar y Cuerda, 1979).

Por el momento se han reconocido al menos 30 paleoniveles de espeleotemas freáticos situados a cotas muy diversas, que van desde +46 metros s.n.m. hasta -23 metros por debajo del  $\pm 0$  actual (Fig. 8). Las alineaciones de este tipo de espeleotemas localizadas a cotas positivas registran picos transgresivos asociados a eventos de signo cálido, mientras que los

Figura 7.

Sección idealizada de una cueva litoral de Mallorca en la que se aprecian diversas alineaciones horizontales de espeleotemas freáticos. Aparte del nivel actual del mar (nam), se encuentran registrados tanto un paleonivel transgresivo (pnt) correspondiente a un episodio de signo cálido, como un paleonivel regresivo (pnr) asociado a un evento de carácter frío.



especímenes recolectados por debajo del nivel marino corresponden a episodios regresivos de relativo carácter frío. La recolección de muestras, en las zonas sumergidas de determinadas cavidades litorales, ha sido posible gracias a la importancia alcanzada en la actualidad por las exploraciones de los espeleobuceadores mallorquines (Gràcia *et al.*, 1998, 2000, 2003; Gràcia y Clamor, 2002); estas actividades han permitido tener a acceso a una vertiente poco conocida dentro del estudio de las fluctuaciones eustáticas del Mediterráneo, como son las pulsaciones negativas ligadas a acontecimientos climáticos de signo frío.

Haciendo referencia brevemente a los aspectos mineralógicos y cristalográficos de los espeleotemas freáticos, se puede afirmar que la calcita y, en segundo término, el aragonito son las mineralogías dominantes en estos depósitos. En particular, las cristalizaciones de aragonito no son raras en los depósitos situados por encima del nivel actual del mar; muy probablemente, la mineralogía aragonítica podría tener un claro significado paleoclimático relacionado con episodios de signo cálido y marcada aridez (Ginés *et al.*, 1981b; Pomar *et al.*, 1987; Vesica *et al.*, 2000; Ginés *et al.*, 2005).

El núcleo principal de las investigaciones desarrolladas sobre los espeleotemas freáticos de Mallorca está constituido por diversos programas de dataciones isotópicas (método Th/U) emprendidos desde comienzos de la década de los años 1980 (Hennig *et al.*, 1981; Ginés y Ginés 1993; Tuccimei *et al.*, 1998, 2000; Ginés *et al.*, 2002, 2003). La consecución de cronologías absolutas fiables, de los espeleotemas freáticos muestreados, serviría de base para reconstruir en detalle la historia del nivel marino durante los últimos 350 ka, lapso de tiempo que corresponde al rango de aplicación de la técnica radiométrica empleada. Concretamente se ha podido construir una curva eustática detallada para el período 60-150 ka BP, lapso de tiempo que incluye el último interglacial (estadio isotópico 5e). También se han efectuado análisis de isótopos estables (Vesica *et al.*, 2000) de cara a obtener informaciones sobre el paleoclima durante el Pleistoceno superior en nuestra área geográfica.

Con la finalidad de afinar lo más posible la curva eustática obtenida, se han realizado nuevas dataciones Th/U de alta precisión, efectuadas mediante técnicas TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*) y, mayoritariamente, MC-ICPMS (*Multi-Collector Inductively Coupled Mass Spectrometry*). Han sido datadas nuevamente un total de 24 muestras (Tuccimei *et al.*, 2006), correspondientes a paleoniveles de espeleotemas freáticos recolec-

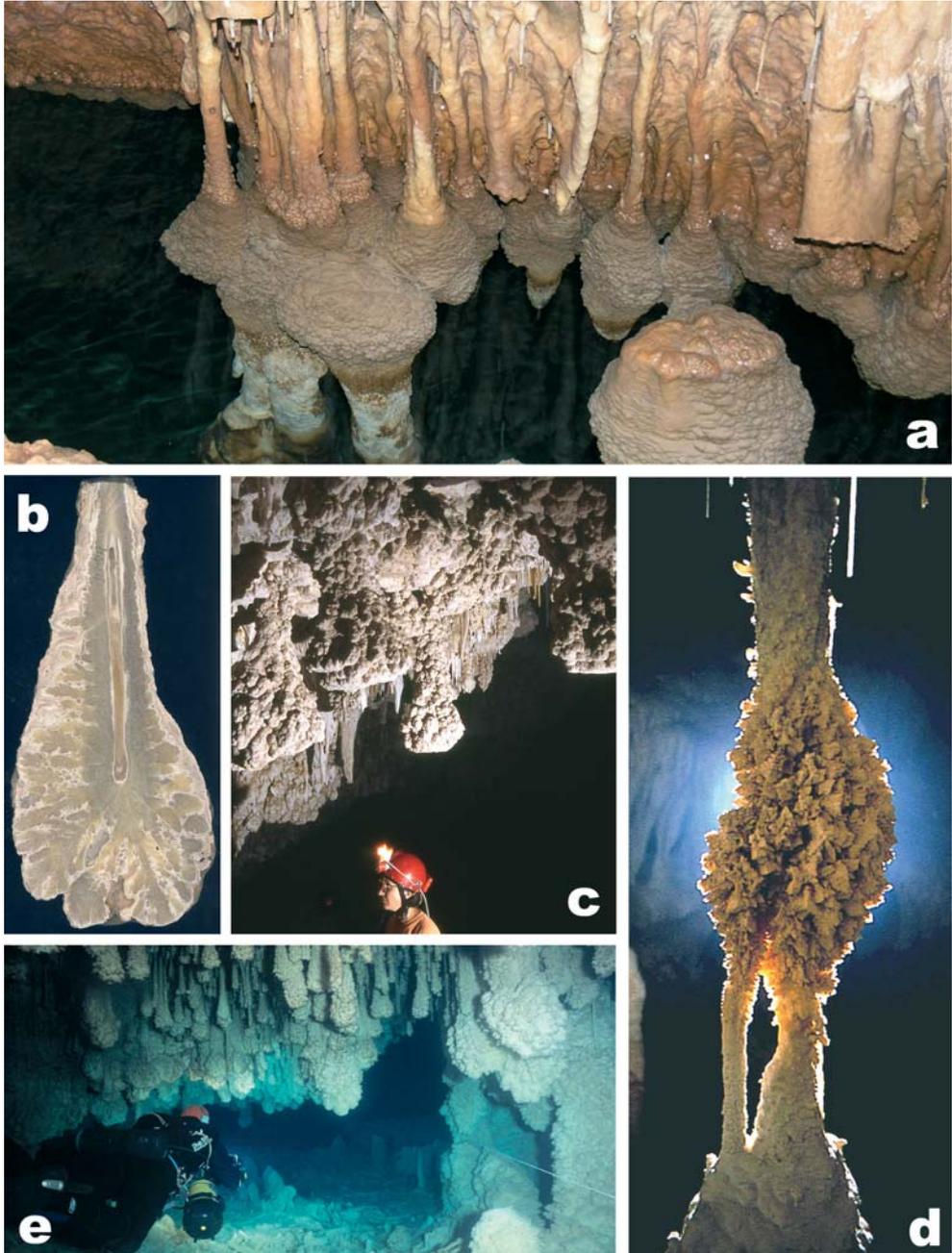
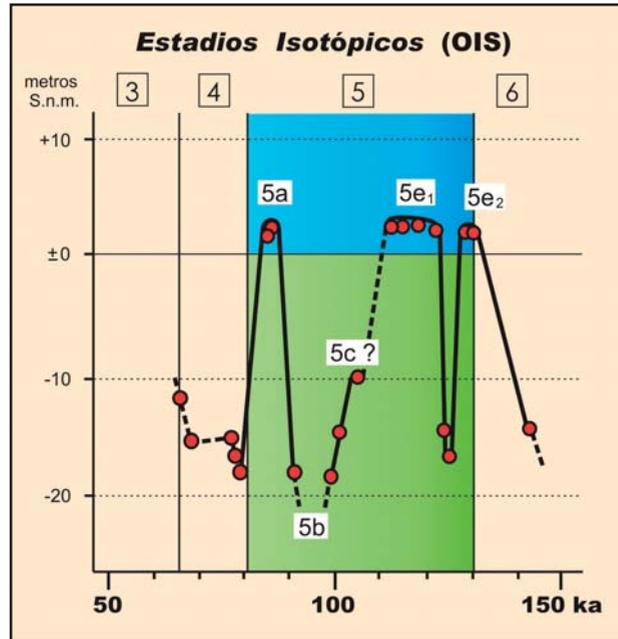


Figura 8. Espeleotemas freáticos de algunas cavidades mallorquinas. a) sobrecrecimiento subactual que se desarrolla en correspondencia con el presente nivel marino. b) sección de un sobrecrecimiento freático de calcita depositado sobre una estalactita aérea preexistente. c) espectaculares espeleotemas freáticos observables por encima del actual nivel del Mediterráneo. d) engrosamiento de cristalizaciones freáticas que registra un paleonivel marino transgresivo, correspondiente probablemente al último interglacial. e) espeleotemas freáticos sumergidos, relacionados con un paleonivel marino regresivo de signo frío (foto: Oscar Espinasa).

Figura 9.

Curva de las oscilaciones del nivel del Mediterráneo durante el estadio isotópico 5, según las dataciones Th/U (MC-ICPMS y TIMS) de espeleotemas freáticos procedentes de 10 cuevas costeras de Mallorca.



tados a cotas comprendidas entre +3 y -23 metros s.n.m.; 10 de las muestras corresponden a estabilizaciones de signo positivo (transgresiones interglaciales), mientras que las 14 restantes pertenecen a paleoniveles regresivos situados por debajo del presente nivel marino. Todas las muestras contaban ya con dataciones Th/U previas, realizadas mediante espectrometría alfa y con errores asociados relativamente elevados (5-15 %). Los nuevos datos obtenidos utilizando técnicas de espectrometría de masas comportan errores muy bajos, que en general no sobrepasan el 1 % ( $\pm 1\sigma$ ).

Las edades obtenidas abarcan un rango temporal comprendido entre 77,8 y 143,6 ka BP, haciendo posible establecer una nueva curva eustática del último interglacial (Fig. 9), todavía más precisa que las propuestas con anterioridad. Esta curva presenta tres picos transgresivos, que alcanzan como máximo +3 metros s.n.m.; la cronología de estas tres estabilizaciones elevadas del nivel del Mediterráneo es la siguiente: 82,3-84,2 ka, 109,9-122,7 ka y 128,5-138 ka BP. El pico transgresivo más reciente se situaría en el subestadio isotópico 5a (Neotirreniense), mientras que los otros dos picos corresponden al subestadio 5e, que representa el óptimo climático del último interglacial (Eutirreniense, con fauna termófila plena). Durante el subestadio 5c el nivel marino previsiblemente no alcanzó cotas cercanas o superiores al actual  $\pm 0$  metros.

Los presentes datos documentan abruptas fluctuaciones del nivel marino acontecidas a lo largo del último gran evento interglacial, relacionadas con drásticos y muy rápidos cambios climáticos, a las que se superponen movimientos tectónicos de mucha menor magnitud, tal como se comentará a continuación. Las tasas medias de ascenso y descenso del nivel marino deducibles de nuestras investigaciones superan los 5 metros por milenio (Tuccimei *et al.*, 2006), con fluctuaciones de 18 metros de amplitud ocurridas en lapsos de tiempo inferiores a los 5.000 años.

## LA ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE

La clara relación existente entre el crecimiento de los espeleotemas freáticos y el nivel del mar contemporáneo a su formación permite el control de la evolución tectónica de un área, comparando las edades y alturas de estos depósitos con las curvas eustáticas regionales. En el Levante de Mallorca, la diferente posición altimétrica de espeleotemas freáticos de la misma edad sugiere la existencia de una actividad tectónica reciente que debe ser tenida en consideración; en este sentido, a lo largo del área estudiada, las alineaciones de espeleotemas freáticos atribuidas a los eventos transgresivos 5a y 5e se encuentran registradas a elevaciones que se incrementan en dirección Norte (Tuccimei *et al.*, 1998; Fornós *et al.*, 2002). Este hecho supone una evidencia clara de un basculamiento tectónico que ha tenido lugar, al menos parcialmente, después del subestadio isotópico 5a (aproximadamente 83 ka BP), ya que depósitos de dicho subestadio están localizados actualmente a altitudes que discrepan entre sí algo más de un metro. La constatación de esta actividad neotectónica no resta validez a la curva eustática presentada en el apartado anterior en razón de su escasa magnitud; además dicho basculamiento no afecta exclusivamente al registro constituido por los espeleotemas freáticos, sino que es también extensivo a los datos obtenidos en base a evidencias geomorfológicas y/o paleontológicas.

Considerando que la deformación tectónica hubiese sido continua a partir del subestadio 5a (~83 ka BP) hasta la actualidad, y que la discrepancia de alturas observada es aproximadamente de 1,5 metros, la velocidad mínima media del basculamiento puede ser estimada en 0,02 mm/año de desplazamiento entre la parte meridional del área y su extremo Norte, más elevado en términos relativos (Fornós *et al.*, 2002). Los datos obtenidos procedentes del estudio de los espeleotemas freáticos han sido comparados con otras evidencias tectónicas regionales de carácter stratigráfico y geomorfológico, que ponen de manifiesto asimismo –según los mencionados autores– la existencia del basculamiento postulado. En consecuencia, la investigación de los espeleotemas freáticos se presenta también como una herramienta útil en los estudios de geología estructural, que puede permitir la cuantificación de la velocidad de los procesos tectónicos recientes con una precisión elevada.

## EPÍLOGO

El Levante de Mallorca constituye un escenario privilegiado, de cara a la investigación de las interferencias que se dan entre los diversos sistemas de erosión que confluyen en los litorales rocosos calcáreos. La propia génesis y evolución de las abundantes cavidades endokársticas resulta controlada por las vicisitudes del nivel marino, ofreciendo estas cuestiones un amplio potencial de estudio desde los puntos de vista geocronológico y paleoclimático. Concretamente, los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras representan un singular y fiel registro de las oscilaciones del nivel del Mediterráneo durante el Pleistoceno superior, pudiendo proporcionar también informaciones de interés sobre la tectónica reciente.

## Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al proyecto de investigación CGL2006-11242-C3-01/BTE de la DGI del Ministerio de Educación y Ciencia - FEDER.

Es necesario expresar nuestro reconocimiento a Francesc Gràcia, Bernat Clamor y Oscar Espinasa por las informaciones y materiales gráficos relacionados con las recientes exploraciones subacuáticas realizadas en algunas cuevas del Levante de Mallorca.

## BIBLIOGRAFÍA

- Back, W., Hanshaw, B.B. y Van Driel, J.N. (1984). Role of groundwater in shaping the eastern coastline of the Yucatan Peninsula, México. In: Lafleur, R.G. (Ed.) *Groundwater as a geomorphic agent*. Allen & Unwin Inc. 281-293. Boston.
- Cuerda, J. (1975). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Instituto de Estudios Baleáricos. 304 pp. Palma de Mallorca.
- Ford, D.C. y Williams, P.W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, 601 pp. Londres.
- Fornós, J.J., Gelabert, B., Ginés, A., Ginés, J., Tuccimei, P. y Vesica, P.L. (2002). Phreatic overgrowths on speleothems: a useful tool in structural geology in littoral karstic landscapes. The example of eastern Mallorca (Balearic Islands). *Geodinamica Acta*, 15: 113-125.
- Fornós, J.J., Obrador, A. y Pomar, L. (2004). La sedimentación postorogénica de las Baleares. In: Vera, J.A. (Coord.) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, cap. 4.7.5, 463-464. Madrid.
- Fornós, J.J., Pomar, L. y Ramos, E. (2002). Tertiary: Balearic Islands. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (Eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society of London, pp. 327-334. Londres.
- Fornós, J.J., Pretus, J.L. y Trias, M. (1989). La Cova de sa Gleda (Manacor, Mallorca), aspectes geològics i biològics. *Endins*, 14-15: 53-59. Palma de Mallorca.
- Ginés, A. y Fiol, L.A. (1981). Estratigrafía del yacimiento de la Cova des Fum (Sant Llorenç, Mallorca). *Endins*, 8: 25-42. Palma de Mallorca.
- Ginés, A. y Ginés, J. (1974). Consideraciones sobre los mecanismos de fosilización de la Cova de sa Bassa Blanca y su paralelismo con formaciones marinas del Cuaternario. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 19: 11-28. Palma de Mallorca.
- Ginés, A. y Ginés, J. (1992). Las Coves del Drac (Manacor, Mallorca). Apuntes históricos y espeleogenéticos. *Endins*, 17-18: 5-20. Palma de Mallorca.
- Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. (1981a). Phreatic speleothems in coastal caves of Majorca (Spain) as indicators of Mediterranean Pleistocene paleolevels. *Proc. 8th Int. Congress Speleol.*, 2: 533-536. Bowling Green.
- Ginés, J. (1995a). L'endocarst de Mallorca: els mecanismes espeleogenètics / Mallorca's endocarst: the speleogenetic mechanisms. In: Ginés, A. y Ginés, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. *Endins*, 20 / *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 3: 71-86. Palma de Mallorca.
- Ginés, J. (1995b). Les coves turístiques de Mallorca / The touristic show caves of Mallorca. In: Ginés, A. y Ginés, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. *Endins*, 20 / *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 3: 191-203. Palma de Mallorca.
- Ginés, J. (2000). *El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. 595 pp. Palma de Mallorca.
- Ginés, J. y Ginés, A. (1993). Dataciones isotópicas de espeleotemas freáticos recolectados en cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*, 19: 9-15. Palma de Mallorca.
- Ginés, J., Fornós, J.J. y Ginés, A. (2005). Els espeleotemes freàtics del Quaternari de Mallorca: aspectes morfològics, mineralògics i cristal·logràfics. In: Sanjaume, E. y Mateu, J.F. (eds.) *Geomorfologia litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger*. Universitat de València. 151-165. Valencia.
- Ginés, J., Ginés, A. y Pomar, L. (1981b). Morphological and mineralogical features of phreatic speleothems occurring in coastal caves of Majorca (Spain). *Proc. 8th Int. Congress Speleol.*, 2: 529-532. Bowling Green.
- Ginés, J., Tuccimei, P., Fornós, J.J., Ginés, A., Gràcia, F. y Vesica, P.L. (2002). Los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca: su contribución al estudio del Cuaternario / Els espeleotemes freàtics de les coves costaneres de Mallorca: la seva contribució a l'estudi del Quaternari. *Boletín SEDECK*, 3: 76-90.
- Ginés, J., Tuccimei, P., Fornós, J.J., Ginés, A., Gràcia, F. y Vesica, P.L. (2003). The upper Pleistocene sea-level history in Mallorca (western Mediterranean) approached from the perspective of coastal phreatic speleothems. In: Ruiz, M.B., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Gil, M.J., Bardají, T., de Bustamante, I. y Martínez, I. (eds.) *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region*. Universidad de Alcalá - Ministerio de Ciencia y Tecnología - INQUA. 241-247. Alcalá de Henares, Madrid.
- Gómez-Pujol, L. (2006). *Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca*. Tesis Doctoral. Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. 223 pp. Inédita.
- Gómez-Pujol, L. y Fornós, J.J. (2001). Les microformes de meteorització del litoral calcari de Mallorca: aproximació a la seva sistematització. *Endins*, 24: 169-185. Palma de Mallorca.

- Gràcia, F. y Clamor, B. (2002). Las exploraciones subacuáticas en el karst litoral del Migjorn de Mallorca / Les exploracions subaquàtiques al carst costaner del Migjorn de Mallorca. *Boletín SEDECK*, 3: 56-75.
- Gràcia, F. & Vicens, D. (1998). Aspectes geomorfològics quaternaris del litoral de Mallorca. In: Fornós, J.J. (ed.) *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 307-329. Palma de Mallorca.
- Gràcia, F., Clamor, B. y Watkinson, P. (1998). La Cova d'en Passol i altres cavitats litorals situades entre Cala sa Nau i Cala Mitjana (Felanitx, Mallorca). *Endins*, 22: 5-18. Palma de Mallorca.
- Gràcia, F., Clamor, B. y Lavergne, J.J. (2000). Les coves de Cala Varques (Manacor, Mallorca). *Endins*, 23: 41-57. Palma de Mallorca.
- Gràcia, F., Jaume, D., Ramis, D., Fornós, J.J., Bover, P., Clamor, B., Gual, M.A. y Vadell, M. (2003). Les coves de Cala Anguila (Manacor, Mallorca). II: La Cova Genovesa o Cova d'en Bessó. Espeleogenesi, geomorfologia, hidrologia, sedimentologia, fauna, paleontologia, arqueologia i conservació. *Endins*, 25: 43-86. Palma de Mallorca.
- Grodzicki, J. (1985). Genesis of the Nullarbor Plain caves in Southern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29 (1): 37-49. Berlín.
- Guilcher A., Battistini, R. y Nicod, J. (Eds.) (1982). *Karsts Littoraux. Actes du Colloque de Perpignan. 15-17 Mai 1982*. Association Française de Karstologie. Memoire 4. 96 pp. Nimes.
- Hennig, G.J., Ginés, A., Ginés, J. y Pomar, L. (1981). Avance de los resultados obtenidos mediante datación isotópica de algunos espeleotemas subacuáticos mallorquines. *Endins*, 8: 91-93. Palma de Mallorca.
- Jennings, J. (1985). *Karst geomorphology*. Basil Blackwell. 293 pp. Oxford.
- Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N. y Dreybrodt, W (Eds.) (2000). *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society. 527 pp. Huntsville.
- Montoriol-Pous, J. (1961). El karst de la isla de Cabrera. *Speleon*, 12 (1-2): 5-34. Oviedo.
- Montoriol-Pous, J. (1971). Nota sobre la génesis de la Foradada (Conejera, Baleares). *Geo y Bio Karst*, 28: 17-19. Barcelona.
- Myrloie, J.E. y Carew, J.L. (2000). Speleogenesis in coastal and oceanic settings. In: Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N. y Dreybrodt, W (Eds.) *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society. 226-233. Huntsville.
- Nicod, J. (1986). Les karsts littoraux, directions et methodes d'étude. *Travaux U.A. 903 C.N.R.S.* 15: 13-19. Aix en Provence.
- Plummer, J.N. (1975). Mixing of sea water with calcium carbonate ground water. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 142: 219-236.
- Pomar, L. y Cuerda, J. (1979). Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*. 14: 505-513. Barcelona.
- Pomar, L., Ginés, A. y Ginés, J. (1979). Morfología, estructura y origen de los espeleotemas epiacuáticos. *Endins*, 5-6: 3-17. Palma de Mallorca.
- Pomar, L., Rodríguez, A., Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés, J., Font, A. y Mora, A. (1987). Phreatic speleothems in coastal caves: a new method to determine sea-level fluctuations. In: Zazo, C. (Ed.): *Late Quaternary sea-level changes in Spain*. Museo Nacional de Ciencias Naturales C.S.I.C. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 10: 197-224. Madrid.
- Smart P.L., Beddows P.A., Coke J., Doerr S., Smith S. y Whitaker F.F. (2006). Cave development on the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. In: Harmon R.S y Wicks C. (Eds.) *Perspectives on karst geomorphology, hydrology and geochemistry*. The Geological Society of America, Special Paper 404: 105-128.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Ginés, A., Fornós, J.J. y Vesica, P.L. (1998). Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos controlados por el nivel marino, procedentes de cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*, 22: 99-107. Palma de Mallorca.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, C., Pazzelli, L., Taddeucci, A., Clamor, B., Fornós, J.J., Ginés, A. y Gràcia, F. (2000). Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos recolectados a cotas inferiores al actual nivel marino en cuevas costeras de Mallorca (España): aportaciones a la construcción de una curva eustática detallada de los últimos 300 ka para el Mediterráneo occidental. *Endins*, 23: 59-71. Palma de Mallorca.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, C., Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J. y Taddeucci, A. (2006). Last interglacial sea level changes in Mallorca island (Western Mediterranean). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50 (1): 1-21. Berlín.
- Vesica, P.L., Tuccimei, P., Turi, B.; Fornós, J.J., Ginés, A. y Ginés, J. (2000). Late Pleistocene Paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. *Quaternary Science Reviews*, 19: 865-879.

# Anexo 2.7

## *Itinerario y paradas complementarias*

### **Parada 1. Cova Genovesa**

Se trata de una cueva kárstica litoral situada cerca de Cala Anguila, en el municipio de Manacor. Presenta un desarrollo planimétrico de unos 2.500 m, de los cuales la gran mayoría (1.845 m) consisten en galerías y salas totalmente inundadas, que requieren técnicas de exploración subacuática (ver Fig. 6, del capítulo 2.7).



Figura 1. Cova Genovesa (Manacor) Vista de la sala de entrada, en la cual se puede observar la rampa empedrada que desciende hasta el lago (foto: R. Landreth).

El acceso consiste en una depresión subcircular originada por el hundimiento del techo de una amplia sala. La visita se limitará a la sala de entrada (Fig. 1), la cual permitirá observar algunos de los rasgos morfológicos habituales en las cavidades naturales del Levante de la isla. En esta gran sala se localizan diferentes construcciones ciclópeas prehistóricas de cierto interés (Fig. 2).

En las cotas inferiores de la sala de acceso se alcanza un lago de aguas salobres, que de hecho representa el nivel freático actual. Los lagos de estas cuevas costeras están del todo controlados por la posición del nivel marino, constatándose oscilaciones de su superficie relacionadas con las mareas y/o las fluctuaciones barométricas. En las inmediaciones del lago será posible observar una sutil franja horizontal de cristalizaciones, que se extiende a una altura de +2 m snm y registra un paleo-nivel del Mediterráneo correspondiente al último interglacial.



Figura 2. Cova Genovesa (Manacor). Pasarela construida en tiempos prehistóricos, para facilitar el acceso al interior de la cueva vadeando las aguas del primer lago. Su construcción documenta un nivel marino al menos 1 m inferior al actual, ocurrido unos 3-4 ka B.P. (foto: R. Landreth).

## Parada 2. Coves del Drac

Esta importante cavidad kárstica está situada en las cercanías de Portocristo, en el término municipal de Manacor. Sin duda nos hallamos ante la cueva turística más importante del estado español, con cifras de visitantes que se acercan al millón anual de turistas. Aunque ya era frecuentada durante todo el siglo XIX, las exploraciones del pionero espeleólogo francés Edouard A. Martel, efectuadas en 1896, dieron a conocer un espléndido conjunto de grandes lagos subterráneos y salas extraordinariamente decoradas por depósitos estalagmíticos (Fig. 3). Las incursiones organizadas a la cueva comenzaron ya a finales del siglo XIX, pudiéndose hablar de una explotación turística sistemática a partir del año 1922. El desarrollo planimétrico actual de la cavidad se acerca a los 3.000 m.

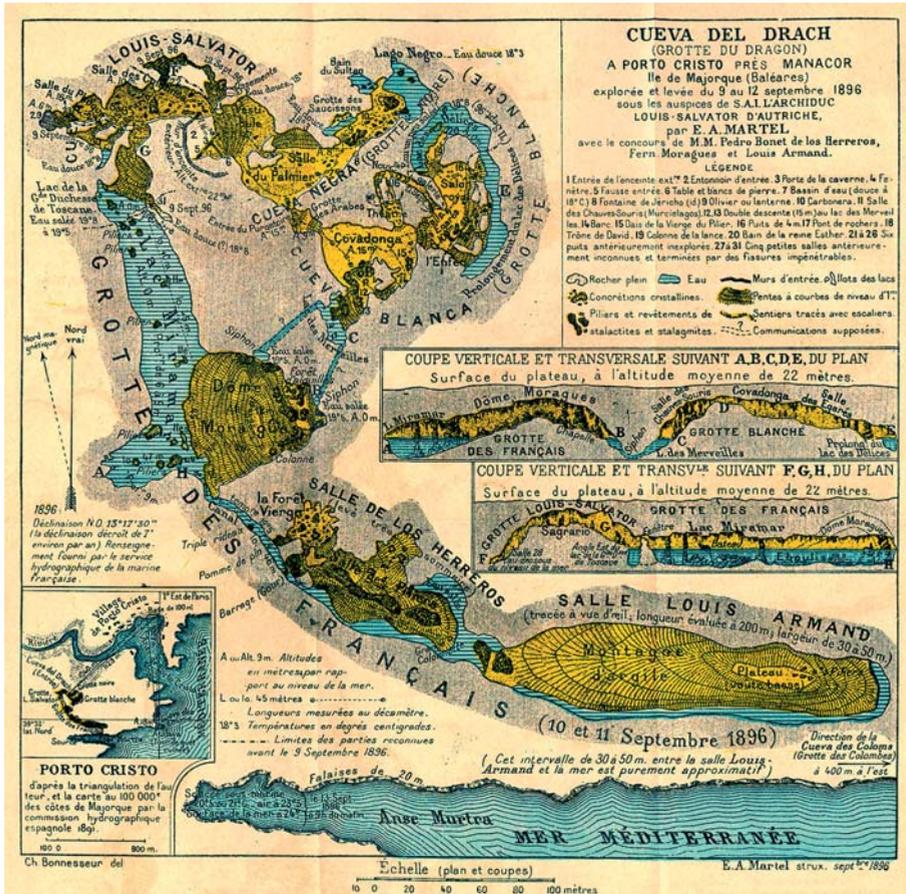


Figura 3. Plano de las Coves del Drac (Manacor) levantado por Edouard A. Martel el año 1896.

La morfología general de la cueva está caracterizada por tres aspectos: la relevancia de los mecanismos de hundimiento de las bóvedas, la exuberancia de la decoración de espeleotemas y la presencia de extensos lagos de aguas salobres (Fig. 4). Aunque Martel afirmaba erróneamente, a finales del siglo XIX, que las Coves del Drac eran una cueva de erosión marina –pero de excepcional magnitud–, se trata de un ejemplo destacable de la karstificación litoral ligada a los procesos de mezcla entre las aguas continentales y marinas. Una red inicial de conductos y vacíos freáticos, generados por disolución en este particular ambiente geoquímico, ha sido progresivamente desmantelada y enmascarada por los procesos de hundimiento y de estalagmitización, sufriendo la cavidad diversos retoques morfológicos adicionales condicionados por las oscilaciones glacio-eustáticas del Mediterráneo durante el Pleistoceno. El aspecto más destacable de su evolución reciente consiste en el registro de la historia del nivel marino deducible de los espeleotemas freáticos, asociados a los lagos subterráneos de ésta y de otras cuevas de la zona.

Esta localidad constituye un exponente paradigmático del endokarst desarrollado en los materiales calcareníticos del Mioceno superior de Mallorca, y de cómo su génesis y evolución ha estado controlada en todo momento por el carácter litoral de los procesos geomorfológicos implicados: denudación epigea, hidrología subterránea, espeleogénesis, rellenos de cavidades, etc.



Figura 4. Coves del Drac (Manacor). Aspecto del lago Miramar, también denominado lago Martel en honor de su descubridor (foto: G. Santandreu).