

1.2

EL LITORAL DE MALLORCA: SÍNTESIS GEOMÓRFICA

Lluís GÓMEZ-PUJOL¹, Pau BALAGUER¹ y Joan J. FORNÓS²

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 km². 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

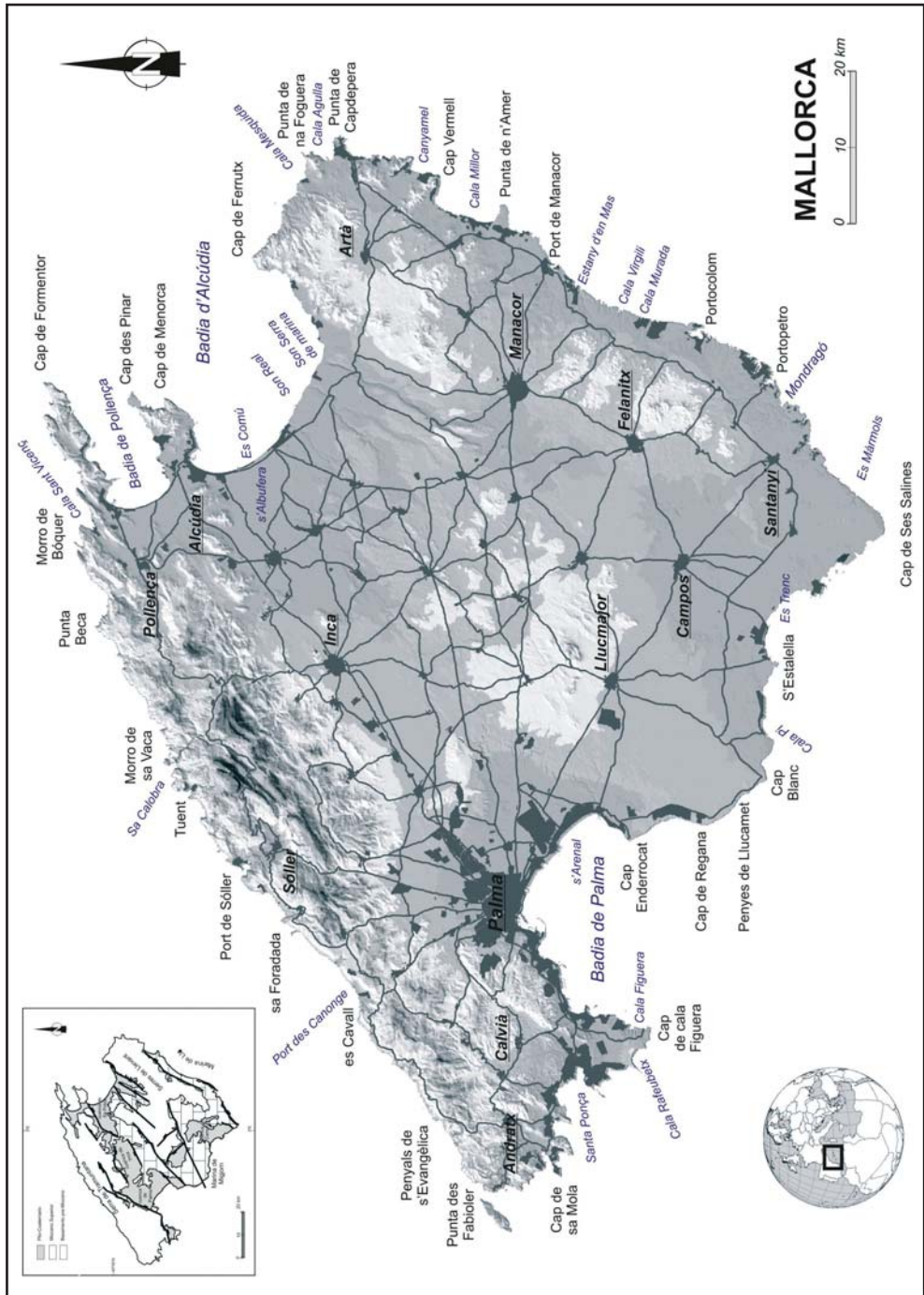


Figura 1. Croquis morfoestructural de la isla de Mallorca y mapa topográfico con indicación de los principales puntos descritos en el texto.

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/km² en la década de los 60 a 120 hab/km² 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

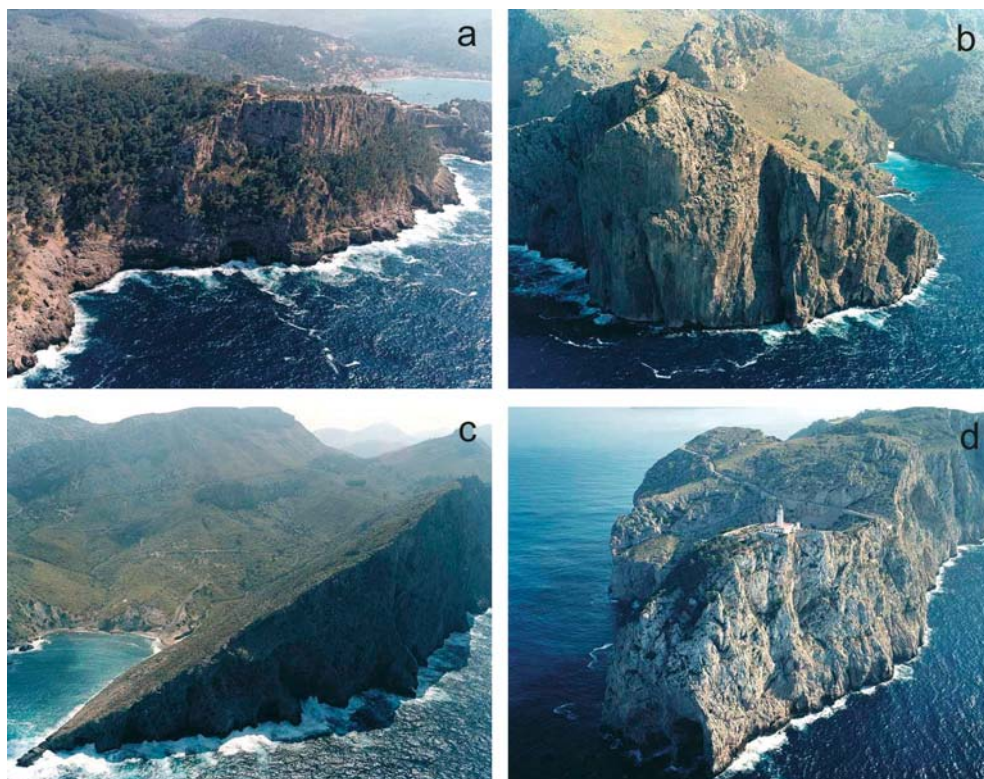


Figura 3. La componente estructural y las cotas topográficas que oscilan entre los 200 y 400 m de altura son los atributos característicos de los acantilados del sector septentrional de la Serra de Tramuntana. Nótese el desarrollo de cuevas de abrasión marina en la base de los acantilados favorecidos 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 Sagra, 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

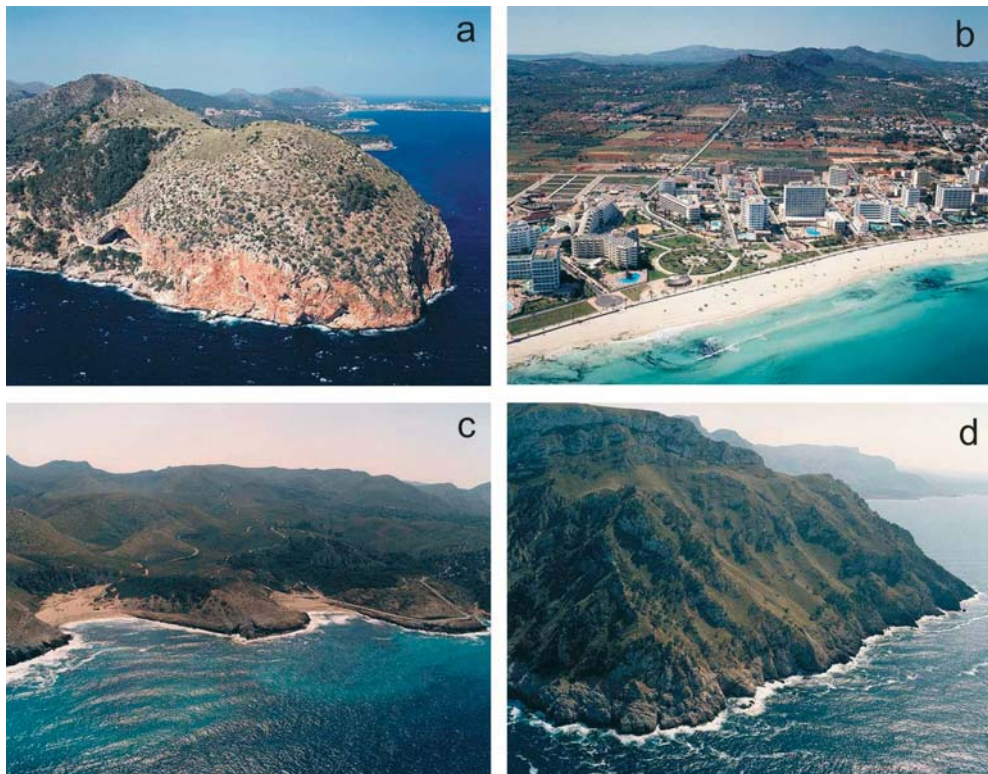


Figura 4. Acantilados y playas en las Serres de Llevant. a) Acantilados pared-talud de 300 m de altura en roquedo jurásico en el Cap Vermell donde se encuentran las Coves d'Artà, cuya cámara de entrada puede apreciarse en la fotografía. Al fondo, los acantilados medios y bajos típicos de las Serres de 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 las 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 descendiendo 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

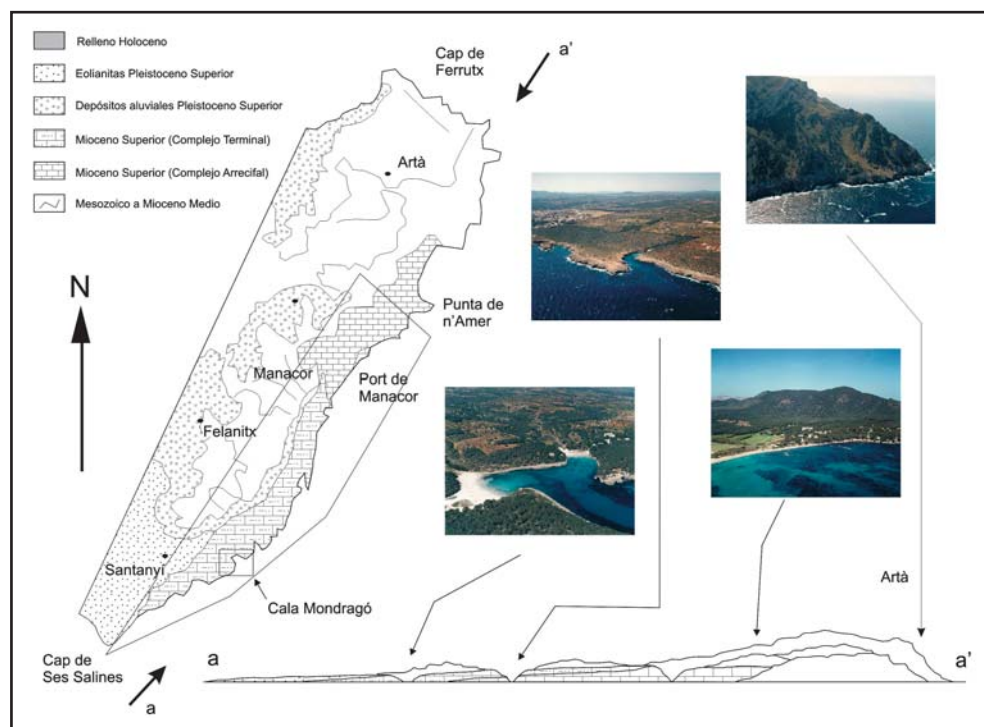


Figura 6. Croquis geológico y topográfico en el que se puede apreciar el basculamiento y la disposición de los materiales del *Complejo Terminal* y el *Unidad Arrecifal* a lo largo de la costa oriental de Mallorca.

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 km² 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 km², 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 Quaternari 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., Turí, 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.