

EL RELIEVE DE LAS ISLAS BALEARES

The Balearic Islands relief

Jordi Giménez (*), Bernadí Gelabert (**) y Francesc Sàbat (***)

RESUMEN

Sobre las cuencas oceánicas del Mediterráneo Occidental, que alcanzan una máxima profundidad de 3000 m en la de Argelia, se eleva un relieve: el Promontorio Balear. Las partes emergidas de este Promontorio son las Islas Baleares. El promontorio está formado por dos bloques (Menorca – Mallorca al Norte y Pitiusas al Sur), con profundidades inferiores a 200 m, separados por el canal de Mallorca donde se alcanzan los 1000 m de profundidad. El Promontorio Balear constituye la prolongación nororiental del arco orogénico Bético-Rifeño y representa la parte septentrional del arco en su primera etapa de evolución. El relieve y la morfología de las islas está condicionado, básicamente, por las dos últimas etapas tectónicas que han afectado al archipiélago: compresión Alpina y extensión Neógena superior. La compresión alpina estructura los materiales en pliegues y cabalgamientos con una vergencia mayoritaria al NO. Esta clara vergencia condiciona la asimetría de las sierras y las alineaciones de los valles y sierras dentro de las zonas montañosas de cada isla. La extensión neógena posterior configura los grandes rasgos de la morfología de las islas y del promontorio. Las fallas normales neógenas, con orientaciones NE-SO y NO-SE, son responsables del adelgazamiento de la corteza, de la compartimentación del promontorio, limitan la mayoría de las plataformas submarinas, y estructuran Mallorca en cubetas y zonas elevadas que coinciden con las sierras.

ABSTRACT

From the western Mediterranean seafloor, where deeps reach 3000 m at Algerian Basin, emerge a great relief: The Balearic Promontory. The emerged areas of this Promontory are the Balearic Islands. The Promontory is formed by two blocks (Menorca-Mallorca to the north and Pitiusas to the south) shallower than 200 m, separated by the Mallorca channel 1000 m deep. The Balearic Promontory is the northwest offshore continuation of the Betic-Rif orogenic arc and represents the northern part of the arc in its first phase of evolution. The relief and morphology of the islands are conditioned by the last two tectonic phases affecting the archipelago: Alpine compression and Neogene extension. Thrusts and folds facing NW formed during the Alpine compression cause the asymmetry of the ranges and determine the lineation of valleys and ranges at mountainous areas. Posterior Neogene extension is responsible for the overall morphology of the islands and the Promontory. Neogene normal faults, with NE-SW and NW-SE orientations, caused the division of the promontory, the thinning of the crust. These faults are also the boundary of most of the submarine platforms and formed a basin and range structure in Mallorca.

Palabras clave: *Islas Baleares, Promontorio Balear, Compresión Alpina, Extensión Neógena.*

Keywords: *Balearic Islands, Balearic Promontory, Alpine Compression, Neogene Extension.*

INTRODUCCIÓN

Las Islas Baleares - Menorca, Mallorca y Cabrera - y Pitiusas - Eivissa (Ibiza) y Formentera – se sitúan en la parte más occidental del Mediterráneo y son la parte emergida de una amplia zona submarina elevada conocida como Promontorio Balear. El presente trabajo tiene el objetivo de exponer los principales rasgos fisiográficos de esta zona del Mediterráneo analizando su origen y evolución tectónica. Una de las principales características del promontorio es que en él se diferencian dos grandes bloques: un bloque septentrional del que emergen

las islas de Mallorca y Menorca; y un bloque meridional, del que sobresalen las islas de Eivissa y Formentera. En este sentido se analizará en un primer apartado el Promontorio como un todo, y seguidamente se incide sobre la morfología de cada uno de los dos bloques incidiendo en particular sobre el relieve de cada una de las cuatro islas mayores.

EL PROMONTORIO BALEAR

El Promontorio Balear se extiende a lo largo de 350 km en dirección NE-SO, tiene una anchura de

(*) D.G. Recursos Hídricos. Govern de les Illes Balears. c/ Gremi Sabaters 7, 2on 07009 Palma de Mallorca. jgimenez@dgrehid.caib.es

(**) Dept. Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Crta. Valldemossa, km 7.5. 07122 Palma de Mallorca. bernadi.gelabert@uib.es

(***) Dept. Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. c/ Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona. sabat@ub.edu

unos 100 km, y una altura relativa sobre los fondos circundantes de entre 1000 y 2000 m (Acosta *et al.*, 2002). Desde el punto de vista geológico el Promontorio se halla situado en la prolongación del Sistema Bético y forma parte de la placa Ibérica. El Surco de Valencia lo separa del resto de la Península Ibérica por el oeste, y las profundas cuencas oceánicas de Provenza y Argelia lo envuelven. El Surco de Valencia tiene una longitud de 400 km y una orientación NE-SO, haciéndose ancho y profundo hacia el NE, donde alcanza una profundidad de 2200 m. La Cuenca de Provenza separa Iberia (incluyendo el Promontorio Balear) y el SO de Europa del bloque Corso-Sardo; tiene forma triangular y una profundidad máxima de 2800 m. La Cuenca de Argelia separa Iberia de África; tiene forma triangular y una profundidad máxima de 3000 m (Fig. 1).

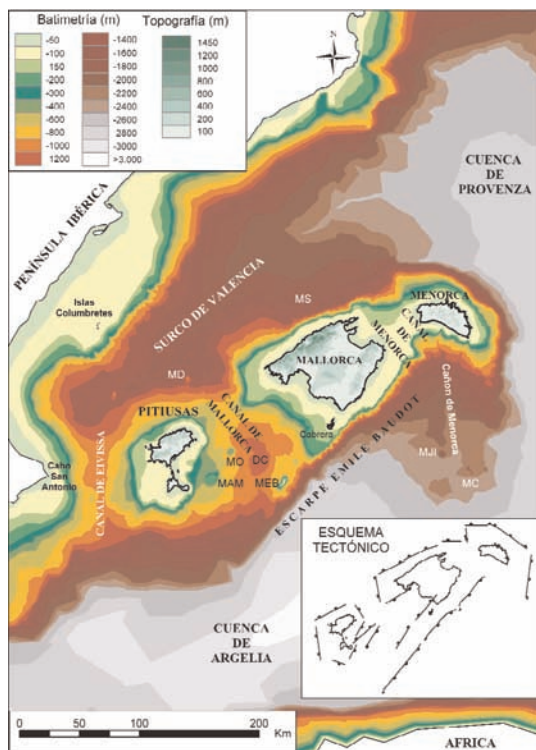


Fig. 1. Mapa batimétrico elaborado a partir de Grupo de Trabajo ZEE 2001, (Acosta *et al.*, 2002 y Acosta *et al.*, 2004), y esquema tectónico del Promontorio Balear. MS: Mont Sòller; MD: Mont Dragonera; MO: Mont Oliva; MAM: Mont Ausias Marc; MEB: Mont Emile Baudot; MJI: Mont Jaume I; MC: Mont Colom; DC: Depresión central.

La corteza del Promontorio Balear es de tipo continental pero delgada (espesor máximo de 25 km). La corteza del Surco de Valencia, también continental, es más delgada que la del Promontorio (unos 15 km de espesor). El grosor de la corteza continental en la parte oriental de la Península Ibérica es de unos 30 km, en el Norte de África alcanza entre 35 - 40 km y en el bloque Corso - Sardo unos 32 km. La corteza de las Cuencas de Provenza y de Argelia es de tipo oceánico con un espesor de unos 5 km.

Fisiografía

Los elementos más destacables del Promontorio Balear son las islas, las plataformas que las contienen y los taludes que las enlazan con los fondos submarinos. También son destacables los canales entre islas, los cañones que atraviesan los taludes y los montes submarinos (*seamounts* o *monts*).

El Promontorio Balear se subdivide en dos bloques o plataformas, que se alzan sobre los fondos oceánicos circundantes hasta profundidades del orden de los 150 metros, separados por el canal de Mallorca, donde se alcanzan profundidades superiores a 1000 m. La plataforma que rodea al bloque septentrional, formado por Menorca, Mallorca y Cabrera, es relativamente estrecha por sus lados NO y NE (3 km al norte de Mallorca) y relativamente ancha por el SE y SO (35 km al SO de Cabrera). Los límites o rupturas de la plataforma son en su mayoría abruptos y rectilíneos, destacando el límite SE que coincide con el Escarpe *Emile Baudot*. Por otro lado la plataforma que rodea al bloque meridional, formado por Eivissa y Formentera, es relativamente ancha al oeste de las islas (25 km al oeste de Formentera) y de unos 10 km en el resto de zonas. Los límites de esta plataforma son también en su mayoría abruptos y rectilíneos. Cabe destacar que el bloque de las Pitiusas tiene los límites oriental y occidental orientados en dirección cercana a N-S, orientación que sólo se repite al este de Menorca, ya que el resto de límites de plataforma se orientan en direcciones cercanas a NE-SO o NO-SE.

El Escarpe *Emile Baudot* es el accidente más destacable del Promontorio, ya que forma un peldaño rectilíneo que llega casi a los 2000 m de desnivel y que se extiende en dirección NE-SO a lo largo de unos 200 km. Este escarpe marca el límite entre el Promontorio Balear, de naturaleza continental, y la cuenca de Argelia, de naturaleza oceánica, y se interpreta como una gran falla normal. En este sentido cabe indicar que gran parte de los límites de plataforma abruptos del promontorio parecen estar condicionados por fallas (Fig. 1).

Los canales submarinos más importantes del Promontorio son el de Eivissa y el de Mallorca. El primero, con una orientación N-S, está situado entre la Península y las Pitiusas, y el segundo, tiene una orientación NO-SE y separa Mallorca de Eivissa.

Los taludes del Promontorio están recorridos por distintos cañones entre los que cabe destacar el Cañón de Menorca. Este cañón discurre desde el talud meridional de Menorca hasta los 2200 m de profundidad en dirección N-S, momento en el que toma una orientación E-O. Buena parte de su recorrido queda limitado por crestas y montes submarinos - Mont Jaume I y Mont Colom - que al menos en parte parecen tener un origen volcánico (Acosta *et al.*, 2002).

Otros montes submarinos, tales como el Mont de Soller (norte de Mallorca) y el Mont Dragonera (norte de Eivissa), también parecen tener origen volcánico. Pero el más remarcable de todos los

montes submarinos de origen volcánico es el Emile Baudot (80 km al este de Formentera) del cual se recogió una muestra de basalto de edad Pleistocena (1,46 Ma) (Acosta *et al.*, 2004). Este monte está rodeado, además, por un extenso campo volcánico en el que se han reconocido gran cantidad de pináculos, que obstruye el extremo SE del canal de Mallorca conformando una gran depresión (Depresión Central). Es necesario resaltar que prácticamente no hay rocas volcánicas en ninguna de las islas, siendo el vulcanismo más cercano el de las islas Columbretas situadas en la plataforma de Iberia. Otros montes submarinos situados cerca de las Pitiusas parecen corresponder a trozos de la plataforma continental desmembrada por fallas; los más destacados son el Mont Oliva (35 km al este de Eivissa) y el Mont Ausias Marc (20 km al NE de Formentera) (Acosta *et al.*, 2002; Acosta *et al.*, 2004) (Fig. 1).

Origen

De acuerdo con los últimos datos de tomografía sísmica (Spakman y Wortel, 2004), donde se “escanea” la losa oceánica localizada en el manto del arco de Gibraltar y que, por tanto, reproduce la morfología de la cuenca oceánica anterior a la subducción, el Promontorio Balear constituye la prolongación nororiental del arco orogénico Bético-Rifeño. Esta losa oceánica era parte del océano Tethys (océano que durante el Mesozoico se encontraba entre Eurasia y Gondwana – India, África, Sudamérica y Antártica) que subdujo, en general, hacia el E y NE (Fig. 2). Los terremotos profundos de la zona bética interna pueden asociarse a esta losa. En este contexto, la cuenca de Alborán y parte de la cuenca de Argelia se consideran cuencas de retro-arco asociadas al arco de Gibraltar (Rehault *et al.*, 1984; Dercourt *et al.*, 1986; Lonergan y White, 1979; Wortel y Spakman, 2000; Gelabert *et al.*, 2002; Spakman y Wortel, 2004). La subducción que dio lugar a la actual configuración de arco orogénico y cuencas del Mediterráneo más occidental se inició al final del Paleógeno y en la actualidad todavía es activa al oeste del arco de Gibraltar (Gutscher *et al.*, 2002) (Fig. 2).

Existen claras evidencias de que el Promontorio Balear ha estado sometido a compresión. Durante la orogenia Alpina, entre el Oligoceno terminal y el Mioceno Inferior y Medio, en el Promontorio Balear se generaron pliegues y cabalgamientos que estructuraron cordilleras importantes y cuencas compresivas. Pero simultáneamente a esta compresión y en el contexto de la subducción, también ha habido una extensión en las regiones que rodean al Promontorio Balear asociadas a las cuencas de retro-arco (Vergés y Sàbat, 1999). De este modo la Cuenca de Provenza es el resultado de la extensión y adelgazamiento de corteza continental y de la “oceanización” durante el Oligoceno y el Mioceno Inferior; el Surco de Valencia resulta de la extensión durante el Mioceno Inferior; la Cuenca de Argelia resulta de la oceanización durante el Mioceno Medio; y finalmente la cuenca de Alborán presenta extensión durante el Mioceno Medio y Superior. Por lo tanto se puede considerar que la extensión activa en el Me-

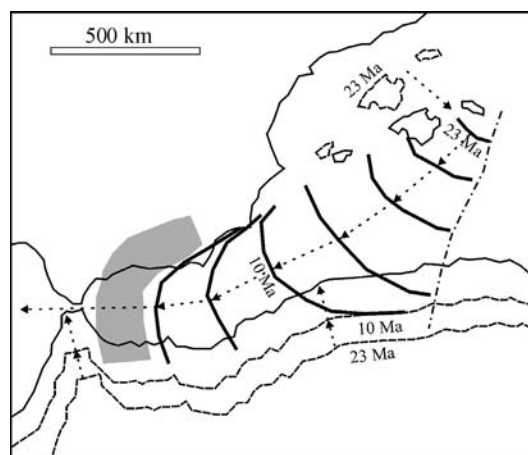


Fig. 2. Evolución cinemática del retroceso de la subducción en el orógeno Bético-Balear-Rifeño, según Spakman y Wortel (2004). La figura muestra la posición de la zona de subducción a lo largo del tiempo (trazo negro grueso) desde el Mioceno inferior (23 Ma) hasta la actualidad. Las islas Baleares forman la rama septentrional del arco, en sus primeras etapas de evolución. La trama gris corresponde a la localización actual de la losa oceánica desprendida detectada por tomografía sísmica a una profundidad de 200 km.

diterráneo más occidental se ha trasladado en el tiempo hacia el sur y suroeste.

En el Promontorio Balear la extensión se manifiesta a partir del Mioceno Superior. En este momento las estructuras compresivas alpinas son afectadas por fallas básicamente de componente normal debidas a la extensión retro-arco que han dado lugar a cuencas tectónicas. En este contexto extensivo, se puede considerar que el Promontorio Balear es una zona menos extendida que las que la rodean, es decir una área afectada por extensión pero parcialmente preservada de ella (“boudin” continental, Gueguen *et al.*, 1997).

En conclusión, el relieve actual del Promontorio Balear es el resultado de un arco orogénico asociado a la subducción de litosfera oceánica. En su estructuración intervinieron primeramente episodios compresivos seguidos de extensivos, los cuales han ido acompañados de un cierto vulcanismo submarino. A grandes rasgos, en esta zona del Mediterráneo, el frente de compresión asociado a este arco orogénico ha migrado hacia el S y SO. Las sucesivas áreas sometidas a esta compresión son alcanzadas por una extensión un cierto tiempo después.

BLOQUE SEPTENTRIONAL: MALLORCA Y MENORCA

El bloque septentrional del Promontorio Balear está formado por dos grandes islas (Mallorca y Menorca), por el archipiélago de Cabrera, y por otras islas de menor entidad entre las que cabe destacar Dragonera (SO de Mallorca) o la Illa de s’Aire (SE de Menorca). Se extiende a lo largo de unos 200 km

en dirección NE-SO y presenta una anchura de 100 km. El bloque queda limitado por el canal de Mallorca al SE, donde se alcanzan 1000 m de profundidad, y rodeado en el resto de zonas por profundidades superiores a los 2000 m (Fig. 1).

Mallorca

Mallorca es la mayor de las islas Baleares con una superficie de 3640 km². Las dimensiones máximas de la isla son de 95 km desde su extremo occidental (Sant Elm) hasta el oriental (Cap de Capdepera) y de 79 km desde el punto más septentrional (Cap de Formentor) hasta el más meridional (Cap

de Ses Salines). Unos 10 km al Sur del extremo meridional de la isla se localiza el archipiélago de Cabrera formado por un conjunto de islas alineadas en dirección NNE-SSO (Fig. 3).

La estructura de la isla de Mallorca es el producto de una evolución compleja en la cual se pueden diferenciar tres grandes etapas: una primera etapa mesozoica básicamente extensiva, la compresión alpina (Oligoceno y Mioceno Medio), y finalmente la extensión neógena y cuaternaria. Cada una de estas etapas, en función de su duración, intensidad y edad, ha dejado una huella en la actual estructura y morfología de la isla.

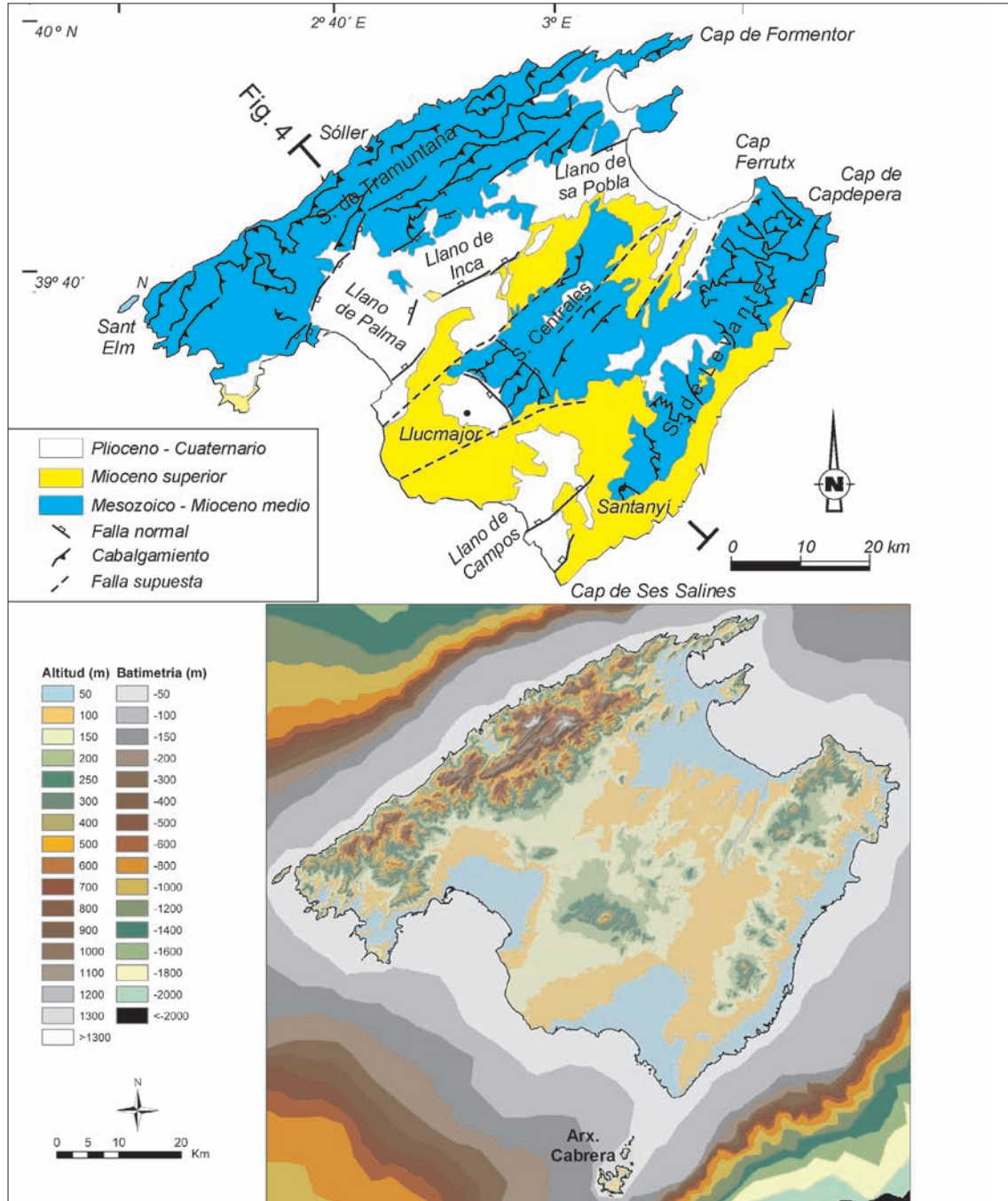


Fig. 3. Modelo digital de terreno y mapa geológico simplificado de Mallorca.

La isla de Mallorca está constituida, desde un punto de vista geológico, por un conjunto de *horsts* y *grabens* limitados por grandes fallas normales formadas a partir del Mioceno Superior, orientadas preferentemente NE-SO y con desplazamientos incluso kilométricos. Los *horsts* y *grabens* se disponen alternativamente y se corresponden respectivamente con las sierras y los llanos de la morfología actual de la isla. Los llanos se corresponden con bloques hundidos a partir de fallas normales y equivalen a cuencas con un relleno de materiales del Mioceno Medio-Superior y del Plio-Cuaternario. Las sierras corresponden a los bloques levantados de las fallas normales mencionadas. Así de SE a NO se diferencian: 1) Sierras de Levante, con una orientación general N-030°E; 2) Llano Central, compuesto por el llano de Campos, las Sierras Centrales (orientadas N-035°E), y los llanos de Palma, Inca y Sa Pobla y, finalmente; 3) Sierra de Tramuntana, la mayor de todas y orientada oblicuamente respecto las demás: N-050°E (Fig. 3).

La Sierra de Tramuntana es una alineación montañosa paralela a la costa noroccidental de la isla. Tiene una longitud de 89 km y una anchura media de 15 km. La línea de cumbres supera los 600 metros y la parte más elevada corresponde a su sector central, donde se hallan los puntos culminantes, siendo el más alto el Puig Major de 1445 m de altitud. En total hay 10 cimas que superan los 1000 metros, todas ellas ubicadas en el sector central. Estos importantes relieves están constituidos por potentes masas de calizas dolomíticas del Lías Inferior y potentes formaciones de brechas calcáreas de distintas edades, dispuestas en láminas cabalgantes imbricadas con vergencia al NO. Asimismo se abren algunos valles (Son Marc, Sóller, etc.) excavados sobre los materiales más blandos, margosos, del Triásico (Keuper), del Jurásico Superior-Cretácico o del Mioceno Inferior (Burdigaliense). El borde NO de esta cordillera presenta abruptos escarpes y majestuosos acantilados sobre el mar, mientras que al SE, sus relieves, más redondeados, descienden suavemente hasta el Llano Central. Esta diferencia de relieve entre la vertiente marina y la vertiente sur-oriental está condicionada por la disposición estructural de los materiales, inclinados hacia el SE.

Las Sierras de Levante están constituidas por un conjunto de montañas con pendientes suaves y formas redondeadas que abarcan desde los cabos de Capdepera y Ferrutx hasta las proximidades de Santanyí. En este punto las Sierras de Levante quedan tapadas discordantemente por materiales del Mioceno Superior y Plio-Cuaternario, y vuelven a emerger en el archipiélago de Cabrera, localizado unos

10 km al sur de Mallorca. Sin tener en cuenta Cabrera, las Sierra de Levante tienen una longitud de 46 km y una anchura media de 10 km. Los relieves muestran altitudes más modestas que en la Sierra de Tramuntana, siendo Morell (562 m) la cota más alta. Su estructura geológica consiste en un sistema imbricado de cabalgamientos que presenta el nivel de despegue en el Triásico Keuper y tiene una vergencia hacia el NO (Sàbat, 1986; Sàbat *et al.*, 1988). Al igual que en la Sierra de Tramuntana los valles se emplazan sobre materiales blandos del Triásico Keuper, el Cretácico Inferior o el Mioceno Inferior, mientras que los escarpes y las zonas culminantes de las montañas se esculpen sobre las calizas del Jurásico Inferior.

El archipiélago de Cabrera, que se extiende en dirección NNE-SSO a lo largo de unos 10 km, presenta el mismo estilo estructural y materiales que las sierras de Levante, observándose en su sector norte la discordancia con el Mioceno Superior. Su máxima elevación (196 m) se localiza en el extremo SO de Cabrera, mientras que hacia el NE los relieves disminuyen y se suavizan.

El Llano Central comprende una amplia área situada entre las dos sierras, dentro del cual se pueden diferenciar tres dominios geomorfológicos: los llanos de Palma, Inca-Sa Pobla situados en la zona occidental, el Llano de Campos-Manacor que limita con la Sierra de Levante, y los suaves relieves centrales conocidos como Sierras Centrales que quedan tapados por la plataforma de Lluçmajor en su sector sur. En conjunto estos relieves no sobrepasan los 300 m de cota, a excepción del macizo de Randa que tiene 543 m de altitud.

El estilo estructural de las Sierras Centrales es diferente del resto de las sierras y este hecho se debe probablemente a que los cabalgamientos involucran una serie estratigráfica de mayor espesor y aparecen nuevos niveles de despegue. De hecho, el rasgo estructural más destacable es la frecuente disposición de materiales paleógenos por encima de materiales del Mioceno Inferior, los cuales afloran abundantemente. La estructura básica de las Sierras Centrales consiste en la coexistencia de cabalgamientos dirigidos hacia el NO que afectan la casi totalidad de la serie mesozoica, y de retrocabalgamientos con el despegue a un nivel estratigráfico superior (base del Paleógeno). Este tipo de estructura, en cuña, se refleja en la vergencia NO de los pliegues que afectan el Mesozoico y la vergencia tanto NO como SE de los pliegues que afectan el Paleógeno (Fig. 4).

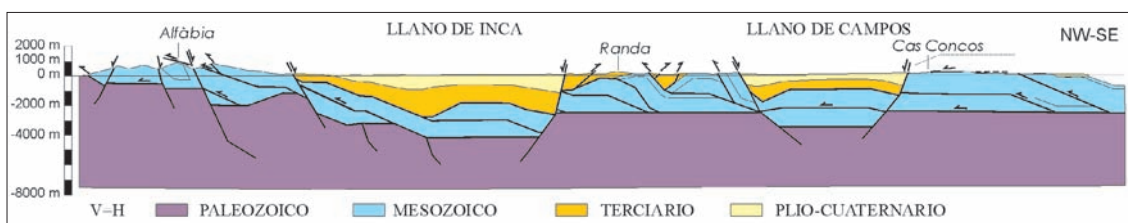


Fig. 4. Corte estructural esquemático de Mallorca.

La deformación contractiva que da lugar a las sierras es continua, progresando paulatinamente hacia el NO, estructurando, *grosso modo*, primeramente las Sierras de Levante y finalmente la Sierra de Tramuntana. Además existió un ligero cambio en el sentido de transporte tectónico en el espacio y el tiempo. En las Sierras de Levante, el sentido de transporte tectónico era N310-315E (Sàbat, 1986), mientras que en la Sierra de Tramuntana, el sentido de emplazamiento de los cabalgamientos ha sido N322E. Este cambio en el sentido de transporte ha quedado perfectamente reflejado en la orientación actual de las sierras en Mallorca: NE-SO para la Sierra de Tramuntana, NNE-SSO para las Sierras de Levante. Es posible que una anterior configuración de las Sierras de Levante respecto a la Sierra de Tramuntana pueda explicar en parte el mayor relieve de la Sierra de Tramuntana, por cuanto habrá estado sometida un menor tiempo a la erosión.

La relajación del edificio orogénico se manifiesta a partir del Serravallense mediante el desarrollo de un sistema extensional caracterizado básicamente por grandes fallas normales que configuran la actual morfología de altos y cubetas. La extensión post-alpina no es exclusiva de las cubetas sino que también se ha documentado en la Sierra de Tramuntana con saltos de hasta 2 km (Gelabert, 1998).

Tanto las Sierras de Levante como las Sierras Centrales están fosilizadas por una plataforma arrecifal de edad Mioceno Superior cuya superficie subaérea ha sido aplanada y rellenada por materiales Plio-Cuaternarios. Estas zonas conforman extensas plataformas que quedan truncadas por la incisión de torrentes y por los acantilados costeros. Así, las típicas calas angostas del sur y este de Mallorca se localizan en la desembocadura de los torrentes que inciden en estas plataformas. La orientación de los torrentes y acantilados no es aleatoria sino que está condicionada, tanto a pequeña como a gran escala, por la fracturación post-alpina. Así gran parte de los torrentes y la línea de costa de estas zonas de Mallorca tienen orientaciones NE-SO y NO-SE. Estas direcciones coinciden con las de las fallas normales neógenas y con la fracturación que afecta a los materiales post-alpinos (Céspedes *et al.*, 2001; Giménez *et al.*, 2002).

Los llanos que ocupan el espacio entre las sierras se corresponden a depresiones con subsidencia activa durante el Mioceno Superior y Plio-Cuaternario, lo cual determina la existencia de importantes rellenos de materiales de estas edades. El espesor del relleno varía de un llano a otro: desde los 300 m del llano de Campos hasta los más de 1000 del llano de Inca. La geometría interna general de estos sedimentos es la de abanico abierto hacia las fallas que limitan los llanos de las sierras y es observable tanto en los perfiles de sismicidad de reflexión del llano de Inca como en diversos afloramientos del llano de Palma. Al pie de Tramuntana se diferencian tres cubetas (Palma, Inca y Sa Pobla) separadas por pequeñas sierras o umbrales. El umbral que separa Inca de Palma puede relacionarse con un pliegue anticlinal que involucra materiales miocenos y pliocenos en sus flancos. Este hecho puede indicar

que las grandes fallas normales neógenas han tenido movimientos direccionales que han formado zonas transpresivas (altos) y transtensivas (cubetas). Esta componente direccional se observa en la actualidad en los mecanismos focales de los sismos cercanos a Baleares (Giménez, 2003).

Menorca

La isla de Menorca, la más septentrional y oriental de las Baleares, abarca una superficie aproximada de 700 km², con poco más de 53 km de longitud y 19 km de anchura máxima. En ella se distinguen dos grandes unidades geomorfológicas: la región de Tramuntana y la región de Migjorn, separadas por un trazo sinuoso, orientado ESE-ONO, que se extiende desde Cala Morell hasta Maó (Fig. 5).

Con una estructura geológica y unos materiales diferentes, cada uno de estos dos sectores registra etapas diferentes de la estructuración mesozoica y cenozoica de la isla. De este modo, la estructura de Tramuntana refleja principalmente la etapa compressiva desarrollada durante el Oligoceno Superior y el Mioceno Medio, mientras que la estructura del Migjorn refleja básicamente la etapa extensiva del Mioceno Superior y Plio-Cuaternario.

La región de Tramuntana, comprendiendo la mitad septentrional de la isla, es una región accidentada, formada por numerosas colinas que raramente sobrepasan los 250 m de altitud, siendo el Monte Toro (358 m) la más alta. Sus costas son muy recortadas y agrestes y están salpicadas de pequeñas calas. Este sector se encuentra estructurado en un sistema de láminas cabalgantes que están recubiertas discordantemente por depósitos de edad Mioceno Superior (Bourrouilh, 1983; Obrador, 1972). El emplazamiento de estas láminas, que involucran materiales del Paleozoico, del Mesozoico y del Oligoceno, se produjo posteriormente al Oligoceno y con anterioridad al Mioceno Superior. Los materiales paleozoicos ocupan casi la mitad de la región septentrional y comprenden principalmente pizarras, areniscas, conglomerados y algunas calizas finas que dan lugar a colinas redondeadas (e.g. Maó, es Mercadal, etc.). Los materiales mesozoicos, margosos, areniscosos y carbonatados, originan relieves más variados, con colinas escarpadas y puntiagudas, entre las que se hallan las alturas más importantes. Los afloramientos de limonitas y areniscas rojas del Permo-Triásico, de vivo color rojo, contrastan fuertemente en el paisaje con el verde de las colinas y los llanos cultivados. Finalmente, las calizas y dolomías jurásicas forman las extensas plataformas aplanadas de Alaior y Fornells.

La región de Migjorn, mitad meridional de Menorca, corresponde a una amplia plataforma aplanada, poco elevada y suavemente inclinada hacia el mar, surcada por profundos barrancos encajados, de trazo sinuoso. Presenta un relieve marcadamente tabular y sus costas, acantiladas, se hallan jalonadas de estrechas calas. Geológicamente se halla constituida por calcarenitas y calizas arrecifales subhorizontales, del Mioceno Superior, con un espesor probable de 400 m. La fracturación que se observa en el

Migjorn menorquín presenta, en el sector central, una dirección N, NNE o NNO, mientras que en los sectores oriental y occidental las fracturas predominantes tienen una orientación E, ENE o ESE. El hecho de que la dirección predominante de los torren-

tes o barrancos coincida, en cada uno de los tres sectores, con la dirección de fracturación hace suponer que el trazado de la red de drenaje en la región meridional de Menorca esté condicionada por la orientación de las fracturas (Gelabert *et al.*, 2005).

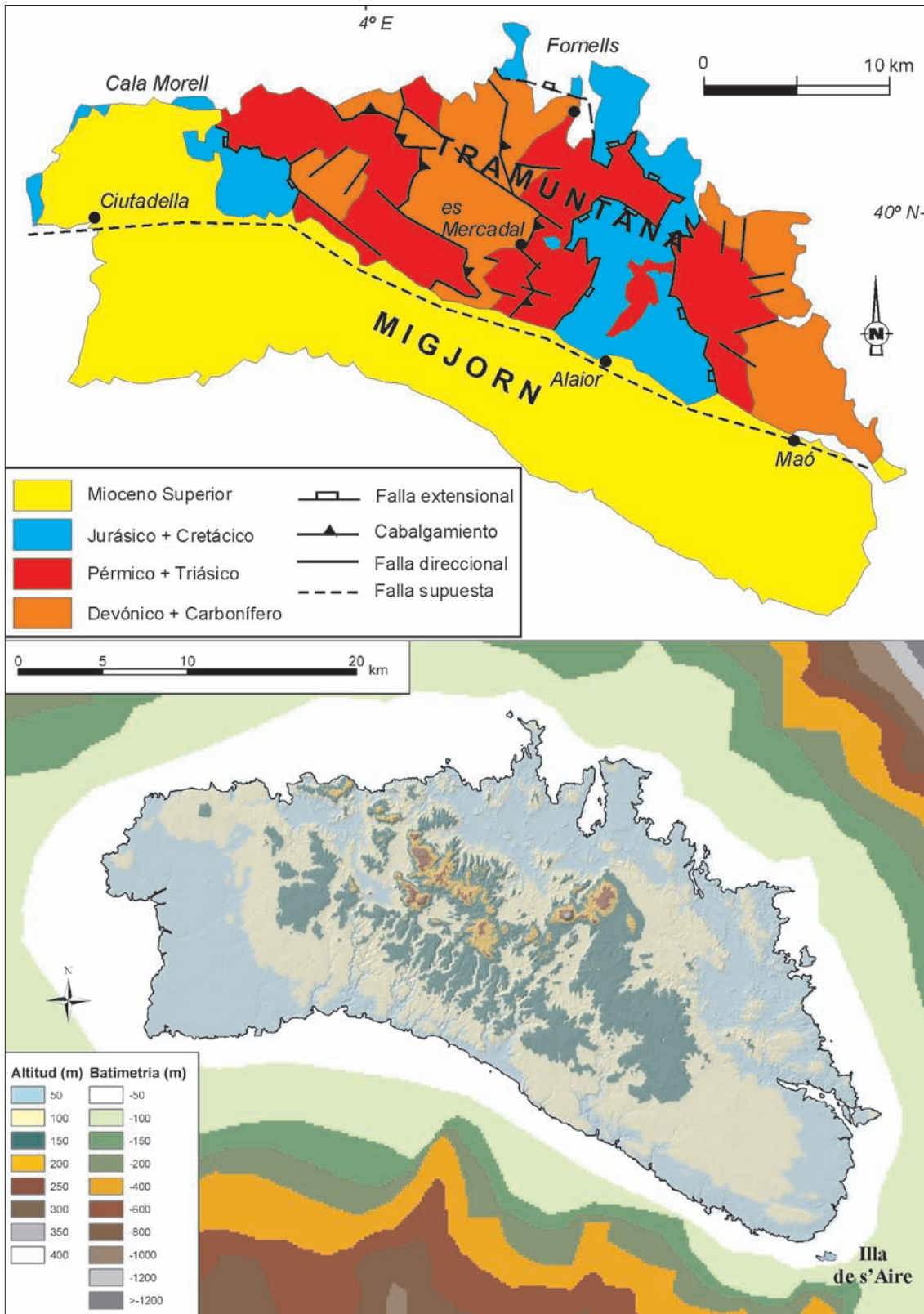


Fig. 5. Modelo digital de terreno y mapa geológico simplificado de Menorca.

BLOQUE MERIDIONAL: PITIUSAS

Las islas Pitiusas son la parte emergida del bloque meridional del Promontorio Balear. El bloque pitiuso se extiende a lo largo de 75 km en dirección N-S y tiene una anchura de unos 45 km. Limita al oeste con el canal de Eivissa, con profundidades máximas de 900 m, al NE con el canal de Mallorca, donde la profundidad alcanza los 1000 m, por el surco de Valencia al NO, con profundidades inferiores a 1500 m, por la cuenca de Argelia al Sur y SE, desde la que se eleva a partir de profundidades superiores a los 2000 m (Fig. 1).

Las Pitiusas están formadas por dos islas mayores, Eivissa y Formentera con unos 541 y 82 km² de extensión respectivamente, separadas por un canal con profundidades inferiores a los 50 metros (Fig. 6). Existen, además, un conjunto importante de islas o islotes de diferente tamaño, que pocas veces superan el kilómetro cuadrado, y que en conjunto suponen unos 6 km².

Las Pitiusas se pueden considerar como una sola unidad morfológica en la que se diferencia un dominio norte formado por Eivissa, donde básicamente afloran materiales plegados por la orogenia alpina, y otro meridional formado por Formentera y los islotes del canal de Formentera, en el que afloran materiales post-alpinos (Mioceno Superior y Plio-Cuaternario). Esta característica es la responsable de que Formentera sea, a grandes rasgos, una isla llana (aunque con zonas topográficamente elevadas), mientras que Eivissa presente un relieve mucho más irregular y abrupto (Fig. 6).

Eivissa

Eivissa tiene una forma elíptica con un eje mayor orientado en dirección NE-SO de unos 40 km y un eje menor de unos 20 km. Desde el punto de vista morfológico en Eivissa se pueden diferenciar dos zonas montañosas y dos áreas deprimidas que conforman franjas con orientaciones ENE-OSO, que de norte a sur son: Serra de "Es Amunts"-Serra de Sant Vicent; Depresión de Sant Antoni-Santa Eulària; Serra de Sant Josep-Serra Grossa; y Depresión de Sant Jordi-Ses Salines. Desde el punto de vista tectonoestratigráfico Eivissa se ha dividido clásicamente en tres unidades que conforman franjas con orientación NE-SO. A grandes rasgos las unidades meridionales cabalgan sobre las septentrionales y en todas ellas se reconocen pliegues y cabalgamientos vergentes o tumbados mayoritariamente hacia el NO (Rangheard, 1972; Fontboté *et al.*, 1983). Durante esta etapa de deformación y con anterioridad a ella se sedimentan materiales terrígenos que conforman actualmente grandes afloramientos de zonas deprimidas de Eivissa. La edad de la deformación en las Pitiusas coincide con la del resto de las Baleares, es decir, tiene lugar básicamente entre finales del Oligoceno y Mioceno Medio.

Las Sierras del norte, con su máxima elevación en Puig Fornàs (410 m), presentan una terminación septentrional en forma de acantilados muy abruptos constituidos por calizas y dolomías del Jurásico Inferior y Cretácico Medio que superan en algunos sectores los 300 metros de altitud. Por contra la vertiente meridional de estas sierras presenta pendientes mucho más suaves. Esta asimetría es el resultado del buzamiento más o menos general de los materiales hacia el ESE.

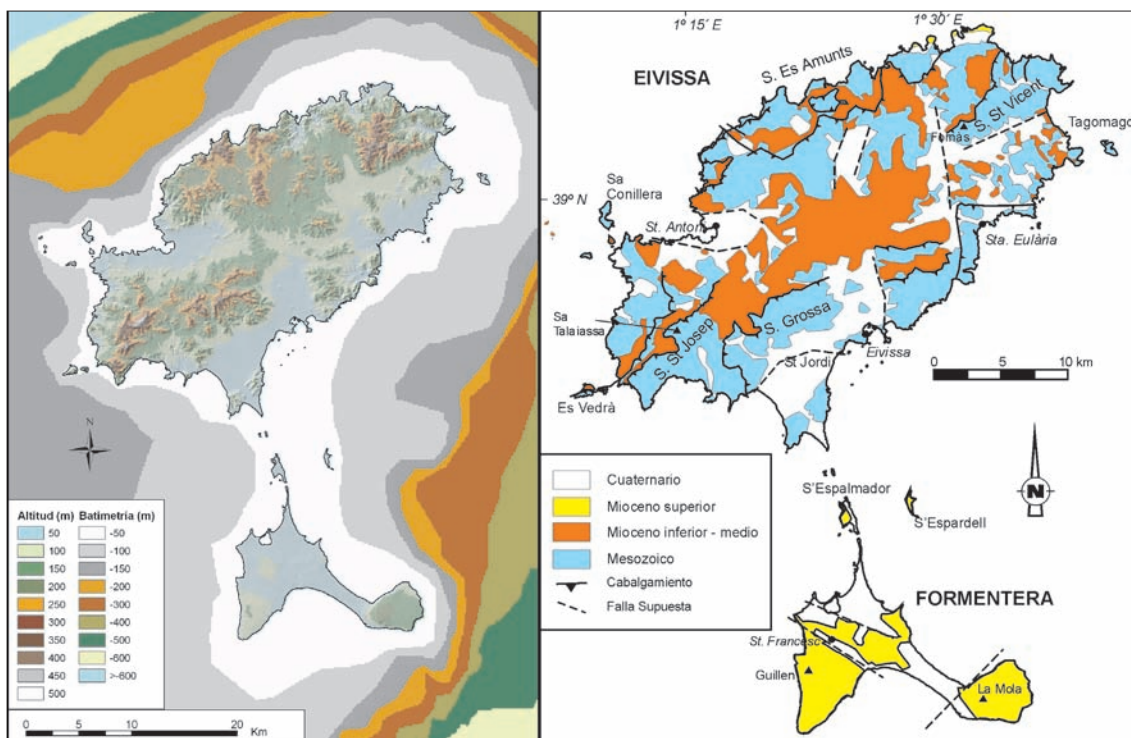


Fig. 6. Modelo digital de terreno y mapa geológico simplificado de las Pitiusas.

En la depresión de Sant Antoni–Santa Eulària se diferencian algunas colinas redondeadas que alcanzan los 300 m de altitud, pero la gran mayoría está por debajo de los 100 m. En esta área afloran básicamente materiales detríticos del Mioceno Inferior y Medio de origen marino (turbiditas y conglomerados), junto a materiales triásicos de la facies Keuper (arcillas y yesos). Se puede considerar, pues que esta zona central de Eivissa ya constituía una cuenca durante la orogenia alpina.

Las Sierras meridionales tienen una extensión menor que las septentrionales pero en ellas es donde encontramos los puntos culminantes de Eivissa, como Sa Talaiassa (475 m). En esta zona se incluye el islote de Es Vedrà que con menos de 1 km² de extensión se eleva hasta los 382 m. La parte occidental de estas sierras termina con acantilados orientados hacia el oeste y noroeste formados por paquetes de calizas del Cretácico Superior. Por otro lado la parte oriental y meridional presenta relieves suaves y redondeados. Esta asimetría es también debida a la vergencia de las estructuras.

En la depresión de Sant Jordi – Ses Salines afloran básicamente materiales plio-cuaternarios de diversos orígenes. Esta depresión puede asociarse a un pliegue sinclinal aunque no podemos descartar la presencia de fallas post-alpinas.

Formentera

Formentera y los islotes del canal de Formentera se caracterizan por tener un relieve relativamente llano. Formentera presenta una forma irregular alargada en dirección E–O donde las partes central y noroeste constituyen zonas deprimidas respecto a los extremos oriental y SO. Las áreas elevadas (201 m en el este -La Mola- y de 108 m en el SO -Guillén-) se pueden considerar como pequeñas plataformas, constituidas por facies arrecifales del Mioceno Superior, que terminan bruscamente formando acantilados. En las zonas deprimidas afloran básicamente sedimentos plio-cuaternarios que recubren a los materiales neógenos. Esta configuración y la misma forma de la isla puede asociarse a fallas normales NE–SO y NO–SE post-alpinas, orientación que también condiciona el trazado de los torrentes de Formentera.

CONCLUSIONES

La estructura de las Baleares es el producto de una evolución compleja que abarca dos grandes etapas: una primera etapa compresiva asociada a la colisión oligo-miocena, y finalmente, una etapa extensiva activa a partir del Mioceno Superior. Cada una de estas etapas, en función de su duración, intensidad y edad, ha dejado una huella en la actual morfología de las islas, condicionando la práctica totalidad del relieve actual. Otras características morfológicas están directamente relacionadas con los materiales que conforman las islas.

A grandes rasgos las estructuras compresivas de la etapa alpina son las responsables de las orienta-

ciones de la mayoría de sierras y de los valles que las atraviesan. Así el sentido de transporte de las láminas cabalgantes determina la diferente orientación actual de las sierras en Mallorca: NE-SO para la Serra de Tramuntana y NNE-SSO para las Sierras de Levante.

La etapa post-alpina es la responsable de la forma general del Promontorio Balear como unidad, de los dos bloques que lo conforman, y de cada una de las islas en particular. Así, la orientación actual del Promontorio y de los límites de las plataformas submarinas que soportan las islas, y la configuración de Mallorca en tres sierras (Tramuntana, Centrales y Levante) separadas por cuencas, se debe a las fallas post-alpinas con orientaciones NE-SO y NO-SE básicamente normales que han adelgazado la corteza tanto en las islas como en el surco de Valencia.

La existencia de una plataforma carbonatada arrecifal del Mioceno Superior y la extensión post-alpina condiciona el relieve de extensas zonas de las islas (plataforma del Migjorn en Menorca, plataforma de Llucmajor y costa SE de Mallorca, y la práctica totalidad de Formentera). Estas zonas se caracterizan por una profunda incisión de los torrentes, cuya dirección viene condicionada por la dirección de fracturación neógena, y el desarrollo de un acantilado costero continuo, únicamente interrumpido por las calas.

En conclusión, el relieve actual del Promontorio Balear es el resultado de un arco orogénico asociado a la subducción de litosfera oceánica. En su estructuración intervinieron primeramente episodios compresivos seguidos de extensivos, los cuales han ido acompañados de un cierto volcanismo submarino.

BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, J., Canals, M., Lopez-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C. y Casamor, J.L. (2002). The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology*, 49, 177-204.
- Acosta, J., Canals, M., Carbó, A., Muñoz, A., Urgeles, R., Muñoz-Martín, A. y Uchupi, E. (2004). Sea floor morphology and Plio-quaternary sedimentary cover of the Mallorca Channel, Balearic Islands, western Mediterranean. *Marine Geology*, 206, 165-179.
- Bourrouilh, R. (1983). *Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del noreste de Mallorca (Baleares). La terminación nororiental de las Cordilleras Béticas en el Mediterráneo occidental*. Memorias del IGME 99, 672 pp. Madrid.
- Céspedes, A., Giménez, J. y Sàbat, F. (2001). Caracterización del campo de esfuerzos neógenos en Mallorca mediante el análisis de poblaciones de fallas. *Geogaceta* 30, 199-202.
- Dercourt and 18 others (1986). Geological Evolution of the Thetys Belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Fontboté, J.M., Obrador, A. y Pomar, L. (1983). *Islas Baleares*. En: Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España, 2, 343-391.

- Gelabert, B. (1998). *La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca*. Memorias del Instituto Tecnológico Geominero de España. 129 p.
- Gelabert, B., Fornós, J.J., Pardo, J.E., Rosselló, V.M. y Segura, F. (2005). Structurally controlled drainage basin development in the south of Menorca (Western Mediterranean, Spain). *Geomorphology*, 65, 139-155.
- Gelabert, B. Sàbat, F. y Rodríguez-Perea, A. (1992). A structural outline of the Serra de Tramontana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203, 167-183.
- Gelabert, B. Sàbat, F. y Rodríguez-Perea, A. (2002). A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova*, 14 (2), 93-100.
- Giménez, J. (2003). Nuevos datos sobre la actividad post-Neógena en la Isla de Mallorca. *Geogaceta*, 33, 79-82.
- Giménez, J., Fornós, J.J. y Gelabert, B. (2002). Análisis de la fracturación de los materiales calcáreos neógenos de la costa sudoriental de Mallorca. *Geogaceta*, 31, 91-94.
- Grupo de Trabajo ZEE (2001). *Mapa batimétrico del mar Balear y Golfo de València, Mediterráneo Occidental. Zona Económica Exclusiva Española*. Ed. Instituto Español de Oceanografía.
- Gueguen, E. Doglioni, C. y Fernández, M. (1997). Lithospheric boudinage in the western Mediterranean back-arc basins. *Terra Nova*, 9, 184-187.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. y Spakman, W. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 1071-1074.
- Lonergan, L. y White, N. (1979). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504-522.
- Obrador, A. (1972). *Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales miocénicos de la isla de Menorca*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona.
- Rangheard, Y. (1972). *Étude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares)*. Mem. IGME 82, 340 p.
- Rehault, J.P., Boicot, G. y Maufret, A. (1984). The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology* 55, 447-477.
- Sàbat, F. (1986). *Estructura geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears)*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 128 p.
- Sàbat, F., Muñoz, J.A. y Santanach, P. (1988). Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geologisches Rundschau*, 77, 529-538.
- Spakman, W. y Wortel, R. (2004). A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics. In: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli y P. Ziegler (Eds.) *The TRANSMED Atlas*. P. 31-52.
- Vergés, J. y Sàbat, F. (1999). Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 156, 109-120.
- Wortel, M.J.R. y Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpatian region. *Science*, 290, 1910-1917. ■

Fecha de recepción del original: 10 septiembre 2007
Fecha de aceptación definitiva: 30 octubre 2007