INFORMES Y PROYECTOS S.A.

INYPSA

INFORME TECTÓNICO DE

LAS ISLAS DE EIVISSA Y FORMENTERA

1. LA ISLA DE EIVISSA EN EL CONTEXTO ESTRUCTURAL DE LA CUENCA CATALANO-BALEAR Ó SURCO DE VALENCIA

La evolución estructural de la isla de Eivissa se debe contemplar en el contexto macroestructural y geodinámico que forman la cuenca Catalano Balear y áreas adyacentes. Este contexto ha sido recientemente descrito en un trabajo publicado por ROCA (1994), entre otros, del que a continuación se transcriben sus aspectos más importantes.

La cuenca Catalano-Balear comprende la parte más oriental de la placa Ibérica que, durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, fue afectada por procesos extensivos, los mismos que más al este generaron la Cuenca Liguro-Provenzal, limitada al SE por la Cuenca Argelina o Cuenca Norte Africana. La Cuenca Catalano-Balear incluye no sólo zonas con una estructura exógena claramente extrusiva, sino también las zonas externas del orógeno bético-balear (agrupados en el denominado Promontorio Balear), que en su desarrollo involucraron fragmentos de la antigua área, extrusiva oligocena superior-miocena inferior. De esta forma, la Cuenca Catalano Balear integra no sólo zonas actualmente sumergidas (Surco de Valencia) sino también emergidas (Islas Baleares, sector SO de la Cordillera Ibérica y Cadena Costero Catalana.

A la escala de la tectónica de placas, la Cuenca Catalano-Balear se sitúa en el Mediterráneo occidental en una zona compleja sometida a situaciones compresivas y extensivas como consecuencia de los movimientos relativos ocurridos entre las placas Africana, Ibérica y Euroasiática, desde su individualización en el Mesozoico. Así, ROCA (1994) señala las fases geodinámicas principales asociadas a la evolución del Atlántico: a) la apertura del Atlántico central, que produjo la separación de Africa y Eurasia durante el Jurásico y el Cretácico inferior-medio; y b) la apertura del Atlántico norte y del Golfo de Vizcaya que, desde el Cenomaniense-Tortoniense ha dado lugar a una convergencia entre Eurasia y Africa en la que a su vez se diferencian dos etapas (ROEST y SRIVASTAVA, 1991), una primera cretácica superior-oligocena inferior en la que la convergencia se produjo entre Iberia y Eurasia, y una segunda, post-oligocena superior, en la que ésta se resolvió en el límite Iberia-Africa. El tránsito entre todas estas etapas fue gradual y no sincrónico a lo largo de los límites entre las diferentes placas que, según ROCA (1992, 1994) es

especialmente evidente en la Cuenca Catalano-Balear donde la alternancia entre los procesos tectónicos y magmáticos relacionados con el desarrollo de cada uno de ellos ha sido progresivo. Este hecho dificulta notablemente la acotación temporal de las diferentes fases o etapas evolutivas que han intervenido en la región. No obstante, el citado autor porpone cuatro grandes etapas, Mesozoico, Paleógeno, Oligoceno superior-Mioceno medio y Mioceno medio-Cuaternario, que a continuación se describen.

- **Mesozoico**

Es la etapa de la que se disponen menos datos. No obstante se reconoce una extensión generalizada que dan lugar a una serie de umbrales y cubetas limitados por facies normales. Estos se agrupan según tres sistemas probables: a) Un sistema E-O con incidencia en el Golfo de Vizcaya; b) Un sistema NO-SE coincidente con las directrices de la Cordillera Ibérica; c) un tercer sistema con direcciones NE-SO a ENE-OSO que, con registro en el surco de Valencia y en la cadena bético-balear, configuraba el margen NO del extremo occidental del Tetis (ROCA, 1992). La extensión produjo duante el Tiásico superior y el Jurásico medio, la extrusión de rocas volcánicas alcalinas que ponen de manifiesto un proceso de rifting generalizado. No obstante más en detalle los análisis de subsidencia (SALAS Y CASAS 1993, ROCA et al. 1994), la edad de las rocas magnáticas innvolvadas así como la de las estructuras extensionales observadas en superficie, persiguen separar cuatro etapas de acortamiento mecánico o rifting propiamente dicho (Pérmico-Triásico inferior, Lías inferior, Carixiense-Toarciense y tránsito, Jurásico superior-Cretácico inferior) caracterizados por una fuerte subsidencia tectónica, seguidos cada una de ellas por etapas restringidas, más tranquilas desde el punto de vista estructrural, concretadas por una subsidencia.

La extensión mesozoica produjo un adelgazamiento litosférico que se ha estimado mediante el análisis de la subsidencia en sectores cercanos (cuenca del Mediterráneo), próximo a un factor de 1.5 (aplicando con un modelo de extensión por cizalla pura); La medición del estiramiento mecánico a partir de fallas mesozoicas preservadas en el Desierto de las Palmas (provincia de Castellón) ha dado un factor de estiramiento superficial de 1.39 (ROCA et al. 1994).

- **Paleógeno**

Durante el Paleógeno la región de la Cuenca Catalano-Balear pasó a una situación de compresión generalizada que resultó de la inversión de la estructura mesozoica previa. La inversión se produjo, esencialmente, mediante la reactivación contractiva de las fallas que configuran los márgenes de las antiguas cubetas mesozoicas, resultando éstas en dos zonas bien diferenciadas (ROCA, 1994): a) una zona central emergida diferenciada a favor de pliegues de gran radio y fallas menores (p. e. surco de Valencia y sectores centrales de la Cordillera Ibérica), y b) unas cuencas marginales donde se concentró la mayor parte de la deformación y donde se produjeron los levantamientos tectónicos más importantes (NO de Mallorca, Cadenas Costero Catalanas, límite septentrional de la zona de Enlace y márgenes de la Cordillera Ibérica). Las características geométricas de las estructuras generadas en estas áreas emergidas estuvo condicionada por la relación angular entre la orientación de las fallas mesozoicas y la duración del máximo esfuerzo, N-S, es decir de componente pirenarica (GUIMERA y ALVARÓ, 1990). Así, en el caso de relaciones angulares subperpendiculares, se desarrollan estrucutras de pliegues y cabalgamientos E-O (p.e. Zona de Enlace), mientras que en el caso de elvaciones angulares más o menos oblicuas, se desarrollarán sistemas transgresivos formados por fallas con movimiento en dirección y/o cabalgamientos con un importante componente direccional, que sería dextro en fallas con una dirección original próxima a NO-SE (p.e. Cordillera Ibérica, ALVARO et al. 1979) y sinextro en aquellos con una dirección original próxima a NE-SO (p. e. Cadenas Costero Catalana y NO de Mallorca, ANADON et al. 1985; RAMOS-GUERRERO et al. 1989). Tal y como señala ROCA (1994), esta etapa compresiva es progresivamente más moderna hacia el sur, desarrollándose entre el Cretáico superior y el Oligoceno medio en los Pirineos (VERGES y MARTINEL, 1988), en que el Eoceno medio y el oligoceno superior bajo en las Cadenas Costero Catalanas (ANADON et al. 1985) y por último, entre el Eoceno terminal y Mioceno basal en el SE de la Cordillera Ibérica y en las Béticas orientales (PIERSON D'AUTREY, 1987; ROCA, 1992). El acortamiento y engrosamiento cortical producido durante esta fase fue considerable en los Pirineos y la Cordillera ibérica, donde se han estimado, respectivamente, acortamientos de 147 km (MUÑOZ 1992) y 35-40 (GUIMERA Y ALVARO, 1990) y engrosamientos del orden del 187% en los Pirineos (TORNE et al. 1989) y del 130% en la Cordillera Ibérica (SALAS Y CASAS 1993). Sin embargo en la cuenca Catalano Balear el acortamiento estimado, a pesar de las escasas estructuras paleógenas conocidos, no

supera los 4-6 km, acortamientos que según ROCA (1994) no suponen una modificación sutancial del espesor que debía presentar la cobertera al final de la anterior etapa de extensión mesozoica (12-17 km).

- **Oligoceno superior-Mioceno**

Durante esta etapa se produjo la estructuración principal de la Cuenca Catalano-Balear como consecuencia de la coexistencia en el tiempo, pero no en el espacio de dos procesos, uno extensional y otro compresivo. El primero, un sistema de rift, tuvo su incidencia en las partes centrales y noroccidentales de la cuenca; el segundo, un sistema de pliegues y cabalgamientos, se desarrolló en el sector SE de la misma: Según ROCA (1994), La evolución temporal de estos dos procesos permite distinguir dos periodos:

- Oligoceno superior-Burdigaliense inferior: durante este periodo la mayor parte de la región fue sometida a una extensión ONO-ESE a E-O que generó la Cuenca Catalano-Balear como consecuenca de: a) el desarrollo de una estrucutrura de horsts y grabens orientados ENE-OSO a N-S a lo largo de la Cadena Costero Catalana y la parte SE de la Cordillera Ibérica y, b) el hundimiento de las cuencas que, originadas por las antiguas cubetas mesozoicas del surco de Valencia, también estaban levantadas durante el Paleogeno. Hay que destacar que asociado al sistema de rift, se registraron numerosas manifestaciones volcánicas calcoalcalinas que presentan unas características muy similares a las que se desarrollan en zonas de suducción. Al mismo tiempo al SE del Promontorio Balear habrían comenzado a emplazarse los primeros cabalgamientos bético-baleares, con clara vergencia hacia el NO (SABAT et al. 1988; GELABERT et al, 1992).

- Burdigaliense superior- Serravaliense: La propagación hacia el antepaís (NO) de los láminas de cabalgamiento bético-balear, provocó que éstas llegaran a involucrar, a partir de Burdigaliense, áreas que habían sido afectadas previamente por los procesos extensivos, que habían generado la cuenca Catalano-Balear. Como consecuencia, éstos últimos que darían progresivamente restringidas a zonas situadas cada vez más al NO de la región, donde además se dio una acusada disminución de la actividad extensional (FONBOTE et al. 1990). A partir del Langhiense las únicas fallas

normales activas fueron aquellas que configuran el margen noroccidental de la Cuenca Catalano-Balear (p.e. falla de Barcelona, Valles-Penedes, Baix Ebre; CABRERA 1981; MASANA 1991). El progresivo apilamiento hacia el ONO de las láminas de cabalgamiento que forman el sistema orogénico bético-balear se podujo en dos niveles separados por el keuper: a) un sistema inferior constituido por rocas del zócalo paleozoico y del Triásico inferior-medio estructuradas generalmente en un conjunto de láminas (RAMOS-GUERRERO et al. 1989; ROCA, 1992), y b) un sistema superior formado por rocas de edad post-triásica que se estructuran en láminas de cabalgamiento imbricados (RANGHEARD, 1984; SABAT Y SANTANHCH, 1985; SABAT et al. 1988; GELABERT et al. 1992; ROCA, 1992.

Respecto a la valoración del adelgazamiento y engrosamiento vertical producidos por estos procesos, ROCA (1994) señala que sólo se pueden estimar valores mínimos:

a) Para las estructuras extensionales oligocenas terminales-miocenas, se ha estimado un estiramiento superficial NO-SE de unos 36 km (ROCA y GUMERA, 1992), que equivale a un coeficiente de estiramiento 1.2-1.3; si a éste se añade un valor 1.05-1.15 para una dirección de estiramiento perpendicular (NE-SO) a la anterior, se puede calcular un adelgazamiento de la corteza superior de 1.4 a 1.5. Estas cifras permiten considerar un espesor cortical en el centro del surco de Valencia, previo a la extensión oligocena superior-burgaliense, de 13-18 km, que comprendería una corteza ya adelgazada. No obstante el valor de adelgazamiento cortical no coincide con el deducido a partir del análisis de la subsidencia señalada en perfiles y pozos del surco de Valencia (ROCA y DESELGAUX, 1992; WATTS y TORNE, 1992 a y b) que apuntan a adelgazamientos mucho mayores (1.4-4.5) y, consecuentemente, a un espesor previo de la corteza, también mayor (32-34 km), similar al del resto de la misma placa ibérica.

b) La parte aflorante del sistema de cabalgamientos bético-balear, permite estimar un acotamiento mínimo de 105 km (60%), valor que según ROCA (1994) es muy inferior al real, ya que los perfiles sísmicos disparados en la isla de Mallorca muestran un número de láminas de cobertera involucradas en el edificio muy superior al obtenido en superficie. Además se desconoce la estructura contractiva del

zócalo. En todo caso, el engrosamiento del edificio bético-balear producido durante el Oligoceno inferior y medio producía una progresiva flexión del sustrato de la Cuenca Catalo-balear hacia el SE, pasando esta cuenca a comportarse como cuenca de antepais del edificio bético-balear (ROCA y DESEGAULX, 1992). De esta manera, la Cuenca Catalano-Balear sería una cuenca de rift que había evolucionado a lo largo del Mioceno inferior-medio a cuenca de antepais del edificio balear (ROCA 1994).

- **Mioceno medio-Cuaternario**

Esta fase se caracteriza por la generalización de un régimen extensional en toda la Cuenca Catalano Balear cuyo inicio se produjo con un cierto desfase desde el sector NO (Serravaliense medio, en Mallorca) al SO (Tortoniense inferior, en las béticas orientales) (FONBOTE et al. 1989; ROCA, 1992, 1994; BENEDICTO et al. 1993). Esta situación extensional provocó la extrusión de rocas volcánicas alcalinas ROCA (1994) distingue tres sectores en función de la magnitud y características de los procesos extensivos:

-El dominio catalano-valenciano, donde el sistema de fallas ENE-OSO a N-S que generan la Cuenca Catalano Balear muestra una marcada atenuación.

-El dominio bético-balear, al SE del anterior que se caracteriza por el colapso extensional del edificio de láminas imbricadas a partir de la reactivación como fallas normales de todo el sistema de cabalgamientos formados durante el Oligoceno superior-Mioceno medio (ROCA y DESELGAUX, 1992), resultando con una geometría de horsts y granvens orientados ENO-OSO que individualizaría el Promontorio Balear.

-La zona de fractura NO-SE que desde el Empordá hasta Menorca separa las Cuencas Catalano-Balear y, Liguro-Provenzal muestra una fuerte actividad tectónica durante este período reflejada por la formación de fosas y fallas extensionales de dirección NO-SE y de numerosos edificios volcánicos relacionados con estas últimas.

ROCA (1994) estima para esta fase un estiramiento superficial, perpendicular a las fallas de dirección ENE-OSO a NE-SO, de 8 km (3%), cifra que no implica un adelgazamiento cortical apreciable. Sin embargo, el mismo autor argumenta

pora los valores de subsidencia en el surco de Valencia (MARTI et al. 1992) y las características evolutivas del vulcanismo alcalino, son más consistentes con una reducción apreciable (320 kms; JANSEN et al. 1993) de la corteza.

Las etapas evolutivas que se acaban de describir se asimilan a las siguientes situaciones geodinámicas (ROCA 1994):

-Mesozoico. Las diferentes etapas de rifting mesozoico, están directamente relacionadas con la apertura del Atlántico y Tetis.

-Paleógeno. Comprende una situación de convergencia N-S entre Africa-Iberica y Eurasia que, iniciado en el Cretácico superior, finalizando con la soldadura de estas dos placas entre el Oligoceno medio y el Mioceno medio. Como resultado se generaron los Pirineos a partir de la subdución de Iberia bajo Eurasia y el desarrollo del resto de sistemas cretacico-paleógenos de la mitad septentrional de Iberia.

-Oligoceno superior-Mioceno medio. La existencia de un sistema de rift limitado al SE por un edificio contractivo en progresivo avance hacia el NE y la emisión de numerosas manifestaciones cacoalcalinas muy similares a los que se producen al áreas afectadas por zonas de subducción, permite a ROCA (1994) considera una situación regida por la subducción de Africa bajo el conjunto Iberia-Eurasia. En este contexto, las cuencas extrusionales Catalano-Balear y Liguro-Provenzal corresponderían a cuencas de retroarco de tipo mediterráneo, y el conjunto formado por el Bloque Corso-Sardo, las Cabilias y el Promontorio Balear, al arco externo que separaría la cuenca de retroarco de la placa africana.

-Mioceno medio-Cuaternario. En esta etapa coexisten dos situaciones geodinámicas diferentes. Una está ligada a la evolución prerifting de la etapa de rifting oligocena, es la causa de la atenuación de la subsidencia tectónica del surco de Valencia y de la actividad tectónica extensional de las fallas marginales del sector catalano-valenciano. La otra correspondiente al colapso del edificio bético-balear cuya exploración geodinámica, según ROCA (1994) no está ni mucho menos clara, relacionándose por unos autores con un menor colapso gravitatorio y otros a complejos procesos de escape lateral de bloques, inyección de la zona de subdución o incluso movimientos diapíricos del manto.

2. LA ESTRUCTURA DE LA ISLA DE EIVISSA

2.1. ASPECTOS GENERALES

La estructura de la isla de Eivissa es el resultado de las fases principales de deformación que son la distensión mesozoica, la comprensión terciaria y la distensión del Mioceno terminal-actualidad. De estas tres fases o etapas principales, la más importante es la comprensión terciaria que es la responsable de la configuración macroestructural más evidente de la isla, en forma de escamas apiladas, con una dirección general NE-SW y un buzamiento muy constante hacia el SE. Con menor registro macroestructural que la anterior, la distensión del Mioceno terminal-actualidad, tiene sin embargo una fuerte percusión a la mesoescala, siendo sus estructuras asociadas facilmente reconocibles en la mayoría de los afloramientos de las islas. Por el contrario, las estructuras relacionadas con la distensión Mesozoica tienen un registro escaso o nulo tanto a la meso como a la macroescala, circunstancias que en buena parte se debe a su enmascaramiento por las deformaciones posteriores, equivalentes a aquellas derivadas de la comprensión terciaria.

La estructuración de la isla de Eivissa en escamas ha sido sistemáticamente reconocida en todos los trabajos de índole estratigráfico y estructural realizados a lo largo del siglo, desde los primeros llevados a cabo por FALLOT (1917 y 1922) y los posteriores de SPIKER (1935), hasta los más recientes de RANGHEARD (1970 y 1971), entre otros. Sin entrar en el detalle de la nomenclatura utilizada por cada uno de estos autores para las diferentes unidades y subunidades ni en las descrepancias acerca de sus límites, todos ellos coinciden al considerar tres unidades estructuradas o escamas principales, de dirección NE-SO, de las cuales, la situada más al NO, es la estruturalmente más baja, con carácter de unidad autóctona paraautóctona y la situada más al SE, es la estructuralmente más alta existiendo entre ambas otra unidad con una posición estructural intermedia; las dos últimas serían claramente alóctonas, con raices desconocidas respecto a las infrayacentes.

En un trabajo algo más reciente, FOURCADE, et al. (1982) modifican esta división al ampliar a cinco, el número de unidades estructurales o escamas y asignan al mismo tiempo los depósitos miocenos de la isla a diferentes cuencas, que

definen como cuencas de antepais en relación a las escamas que los cabalgan. Los más importantes de estas cuencas es la que ocupa el sector central de la isla. Está cabagada por las unidades situadas inmediatamente al SE, e incluye olistolitos de todos los tamaños, incluso de escala cartografiada. Asociado a esta cuenca, aunque a veces con relaciones cortográficas dudosas, los mismos autores describen en su sector NE, un complejo de bloques empastados en una matriz de arcillas y margas, cuyo aspecto, similar a las del Trías, se debe a su procedencia por resedimentación a partir de éste. Dicho complejo también ha sido reconocido en el presente trabajo.

En la presente memoria, la unidades tectónicas o escamas se han denominado, aproximadamente, con la manera clásica de RANGHEARD (1971) aunque en muchos casos sus límites no coinciden exactamente con los propuestos por este autor. Así, según se muestra en el esquema de la figura adjunta para la más septentrional y estructuralmente más baja, se hereda la denominación de la unidad estructural o escama de Eubarca y para la más meridional y estructuralmente más alta, la de unidad o escama de Eivissa. También se sigue la misma denominación de RANGHEARD para la unidad o escama que ocupa una posición intermedia entre estas dos: Llentrisca-Rey. Dentro de esta última se propone una nueva subdivisión en tres subunidades o escamas menores: Rey al NE y For Nou en el centro, ambas ya reconocidas por autores precedentes (FOURCADE et al. 1982) y Rocas Altas al SO. Esta última, de nueva definición en este trabajo, tiene unos límites cartografiados no del todo precisos. De hecho FOURCADE et al (1982) la interpretaron, en buena parte, como un gran olistolito incluido en la cuenca micocena central.

2.2. LA EXTENSIÓN MESOZOICA

El registro estructural de la extensión mesozoica en la isla de Eivissa es escaso, prácticamente inexistente. A la misma escala no se reconoce ninguna estructura significativa que se pueda relacionar con esta fase. Esta circunstancia se debe, en parte, a la fuerte deformación ocurrida durante la comprensión terciaria, que seguramente destruyó o modificó cualquier geometría extensional previa. No obstante, el registro estratigráfico permite suponer una geometría extensional poco acusada que controla cambios de espesores y facies que poseen, a groso modo, de plataforma somera en el NO a plataforma abierta en el SE. Esta distribución paleogeográfica en sentrido NO-SE, que permite deducir una extensión en la misma dirección, similar a la observada en el resto las Cordilleras Béticas es, sin embargo, algo más compleja ya

que las principales unidades alóctonas o escamas comparten series estratigráficas de distinto tipo, observándose el paso progresivo entre unas y otras no sólo en sentido NO-SE, sino también NE-SO y E-O. Así, la escama de Eubarca, estructuralmente más baja, presenta, para el Cretácico inferior una "serie de tipo Eubarca", caracterizada, en términos generales, por ambientes de plataforma somera que se repiten tanto en el Tithónico-Valanginiense (barras calcáreas litorales) como en el Aptiense (bioconstrucciones de Rudistas), con un breve intervalo de plataforma abierta (alternacia de margas y margocalizas), entre ambos. La escama de Llentrisca-Rey presenta sin embargo una "serie de tipo Eubarca" como la que se acaba de describir, en el sector NE (subescama de Rey), y una "serie de tipo San Jose" en el resto, esta última caracterizada en el Tithónico-Valginiense por las mencionadas barras litorales, aunque de menor espesor, que rápidamente pasan hacia techo a una alternancia de margas y margocalizas, de plataforma abierta, que persiste hasta el Aptiense. Por último, la escama o unidad estructural de Eivissa presenta en el sector SO, una serie de tipo "San Jose" como la descrita anteriormente que, hacia el E y NE pasa a una serie de tipo "Eivissa" caracterizada ya desde el Tithónico y hasta el Aptiense por la alternancia de margas y margocalizas de plataforma abierta.

Esta estratigrafía del Cretácico inferior y su distribución paleogeográfica permite considerar, una vez restituido el acortamiento producido durante la comprensión, una zona más subsidente, situada al S-SE de la unidad parautóctona de Eubarca, cuya geometría y sedimentación diferencial probablemente estuvieran controladas por fallas normales de dirección NE-SO a E-O. Ninguna de estas supuestas fallas se ha podido observar en superficie.

Tanto el Jurásico como el Cretácico superior presentan fases muy homogéneas en toda la isla sin apenas variaciones entre las series observadas en las distintas escamas. Se trata de series de plataforma en sentido amplio, muy estable, correspondiente a los periodos de calma tectónica que siguen a cada fase de rifting o estiramiento mecánico (Triásico y Cretácico inferior, respectivamente) en los que dominan los procesos de subsidencia por relajación isostática.

2.3. COMPRESIÓN TERCIARIA

La comprensión terciaria es la responsable de la estructura en escamas apiladas que caracteriza la isla de Eivissa. Este apilamiento se produjo durante, la

que, en este trabajo se denomina, fase compresiva principal que, según los materiales involucrados en la misma, tuvo lugar en el intervalo Langhiense superior-Serravaliense. No obstante, en la costa existen evidencias de deformaciones terciarias previas a la principal, también aparentemente de carácter compresivo, que a continuación se describen aquí en el epígrafe de deformaciones peleógenas.

2.3.1. Deformaciones paleógenas

Como en el caso de las deformaciones ocurridas en el Mesozoico, las deformaciones paleógenas se deducen más del registro estratigráfico y de las relaciones cartográficas, que de la presencia directa de estructuras asimilables a esta edad. En este sentido hay que destacar dos hecho. Por un lado, la total ausencia de depósitos paleógenos, circunstancia que, deriva en un notable desconocimiento de los fenómenos estratigráficos y estructurales ocurridos en la isla durante ese intervalo; Por otro, la existencia de una fuerte erosión pre-Burdigaliense que, en parte, puede explicar la mencionada falta de registro paleógeno. Esta erosión produjo un acusado paleorelieve, de tal forma que la serie Burdigaliense-Langhiense se apoya sobre un sustrato muy variable en edad y espesores, condicionando a su vez la geometría de las subsecuentes escamas en función de sus características geológicas. Así, por ejemplo, en la escama más septentrional, la de Eubarca, la serie Burdigaliense-Langhiense se apoya generalmente sobre diferentes términos del Cretácico inferior permaneciendo la serie bastante completa y, por tanto con un comportamiento relativamente competente. Prácticamente lo mismo ocurre en la subescama de Rey, de la unidad Llentrisca-Rey, aunque en este caso se observan algunos retazos de la serie Burdigaliense-Langhiense apoyados sobre términos relativamente bajos del Jurásico. Sin embargo en las subunidades de For Nou y Piedras Blancas, de la misma unidad de Llentrisca-Rey, la serie Burdigaliense-Langhiense se suele apoyar sobre distintos términos del Jurásico e incluso (sobre todo en el sector central la isla) sobre el Trías, dando a esta dos subescamas un aspecto fragmentado e incompetente, en ocasiones ligeramente caótico, que sin duda ha constituido a su interpretación parcial por algunos autores, como grandes olistolitos empastados en la mencionada serie (FOURCADE et al. 1982).

Por lo tanto, según estas observaciones, en la isla de Eivissa se pone de manifiesto una estructuración poleógena que, a groso modo consistiría, una vez restituido el acortamiento producido por el apilamiento de unidades, en una zona central antiformal o al menos levantada, en la que tendrían lugar fuertes procesos de

erosión (unidades de For Nou y Piedras Blancas), flanqueada por las zonas más deprimidas en las que los procesos de erosión serían menos intensos (Unidades de Aubarca e Eivissa). Hay que anotar que es precisamente la zona levantada durante el Paleógeno, la que posteriormente, durante el Burdigaliense-Lanhiense, recibe la mayor acumulación de estos depósitos, buena parte de ellos, como se verá más adelante, de carácter sintectónico.

Una situación parecida se describe en la isla de Mallorca (GELABERT 1992, SABAT 1985, SABAT et al. 1988) donde también se reconoce una erosión pre-Miocena. En este caso, un mayor (aunque todavía escaso) registo estratigráfico durante el Paleógeno permite acotar mejor las deformaciones pre-Miocenas que se relacionan con un primer impulso compresivo, seguramente de edad Oligoceno. Este primer impulso se asocia, en cualquier caso, a la fase compresiva, principal como precursor de la misma en las zonas de antepaís donde se produciría un plegamiento más o menos acusado previamente a la definitiva inbricación de láminas.

2.3.2. Fase compresiva principal

2.3.2.1. Generalidades

La estructura fundamental de la isla de Eivissa se caracteriza por el apilamiento de tres unidades alóctonas o escamas principales cuya denominación, estratigráfica básica y posición relativa se ha descrito en apartados precedentes. El apilamiento se produjo, con vergencia NE, a favor de cabalgamientos que enraizan en los términos superiores (facies Keuper y Muschelkalk) del Trías, que constituyen así la superficie basal de despegue. Contrariamente a lo que ocurre, por ejemplo en Mallorca, en Eivissa no afloran materiales más antiguos (Buntsandstein ó esquirlas de Paleozoico) involucrados en los cabalgamientos, cincunstancia que permite suponer un espesor mayor del conjunto keuper-Muschelkalk en esta última isla, o quizá también, o alternativamente, una menor participación del zócalo en la deformación.

El edificio de escamas presenta en conjunto una suave geometría monoclinal con buzamiento hacia el SE que se distingue con facilidad en cualquier perspectiva general de la isla. Dentro de este edificio, las estructuras más relevantes son los cabalgamientos, no sólo los mayores que separan a las distintas unidades olóctonas, sino también los cabalgamientos secundarios, fallas inversas que afectan

internamente a cada una de ellas, y pliegues que, como se verá más adelante, están, en general, genéticamente relacionados con estos. Estas estructuras son compartidas por todas las unidades aunque con geometrías un tanto particulares para cada una de ellas:

- La unidad de Eubarca, estructuralmente más baja, es la que presenta un "menor" grado de deformación en comparación con las suprayacentes, respecto a las cuales se comporta como autóctono relativo. Aunque está afectada por algunos pliegues y cabalgamientos cuaternarios éstos no alternan en gran medida su continuidad lateral, ni su uniforme disposición monoclinal hacia el SE.

- La unidad de Llentrisca-Rey, en una posición intermedia, se caracteriza por la escasa continuidad lateral de las subunidades o subescamas que la conforman, cuyas relaciones cortográficas son, además, dudosas. El aspecto fragmentado, en ocasiones un tanto caótico, de las subunidades de For Nou y Piedras Blancas está acentuado conjuntamente con las fuertes traslaciones sufridas, por el escaso espesor de sus series estratigráficas, resultado de la anteriormente mencionada erosión pre-Burdigaliense. Esta circunstancia es menos extrema en la subescama de Rey donde la serie estratigráfica está más completa. Los pliegues son escasos, salvo en el frente de la subescama de For Nou, predominando la característica de posición monoclinal hacia el SE que es muy próxima a subhorizontal en la subescama de For Nou y más indicada en las de Piedras Blancas y Rey.

- La unidad de Eivissa, estructuralmente más alta, presenta, como característica distintiva respecto a las infrayacentes, el desarrollo generalizado de pliegues fuertemente vergentes al NE que, frecuentemente volcados y rotos, llegan a individualizar largos flancos inversos. Estos suelen aparecer, desenraizados del resto de la unidad, aunque mantienen el buzamiento monoclinal al SE. Esta fuerte deformación confiere a la unidad de Eivissa también un aspecto relativamente caótico y de escasa continuidad lateral, pese a lo cual casi siempre es posible reconstruir su estructura.

2.3.2.2. Elementos estructurales

A continuación se pasa a hacer una descripción más detallada de los cabalgamientos, pliegues y otras estructuras asociadas, desde el punto de vista genético.

Cabalgamientos

Los cabalgamientos presentan una traza curvilínea, en ocasiones subparalela a las curvas de nivel que pone de manifiesto un moderado o escaso buzamiento monoclinal de sus planos, casi siempre hacia el SE. Aunque con frecuentes diverticulares que les dan un aspecto anastomosado, su continuidad lateral es notable. Las geometrías más comunes corresponden a rellanos de bloque superior (o de techo) sobre rellanos de bloque inferior (o de muro), propias de grandes translaciones. Este es el caso del cabalgamiento que superpone la unidad de Llentrisca-Rey dobre la de Eubarca, en su segmento septentrional-central, donde la mencionada geometría y el escaso ordenamiento monoclinal del conjunto apilado, permite la individualización, por erosión, de klippes en la subunidad cabalgante de For Nou y ventanas y semiventanas en la unidad cabalgada de Eubarca. La presencia de estos klipper y ventanas implica un solapamiento relativo entre estas dos unidades de unos 8 km, medido según el sentido del transporte tectónico (NO). Hacia el SE, la traza de este cabalgamiento se pierde dentro de los términos margosos y conglomeráticos de la serie Burdigaliense-Langhiense aunque se supone, como ya hicieran RANGHEARD (1971) y FOURCADE et al. (1982), que, de alguna forma, debe enlazar con el cabalgamiento basal de la subunidad de Rey. Hacia el SO, el mencionado cabalgamiento entra en una zona compleja en la que parece existir una escama intermedia entre la unidad de Eubarca y la subunidad de For Nou. La continuidad de esta escama intermedia está interrumpida por el Cuaternario que recubre el entorno de la Benía de San Antonio.

En el sector de Rocas Altas y en el sector oriental de la subunidad de Rey, las superficies de cabalgamiento adquieren mayor buzamiento, no sólo como consecuencia del basculamiento general de todo el conjunto apilado (basculamiento producido por la propia imbricaciones de escamas infrayacentes) sino también porque son más frecuentes las geometrías de rellano de bloque superior sobre rampa de bloque inferior. Al norte de la localidad de San Vicente, en el extremo oriental de la subunidad de Rey, varios cabalgamientos forman un pequeño abanico imbricado, de

escasa continuidad lateral, cuyo desarrollo parece haber plegado el cabalgamiento basal de la unidad de Eivissa que, previamente a la erosión, cubriría el mencionado abanico imbricado a modo de duplex. Otros ejemplos de abanicos imbricados se pueden observar al este de Port de Benirrás, en la propia subunidad de Rey, y en diversos puntos de la unidad de Eubarca (transversal al sur de la Punta de Sa Creu y sector al sur del Cap d'Albarca). Asímismo, en el sector de Ses Fontanelles se intuye la presencia de otra estructura de tipo duplex. En este punto se observa a los cabalgamientos basales de las unidades de For Nou y Rocas Altas plegadas por un anticlinal vergente al NE desarrollado en la escama infrayacente de Eubarca, muy posiblemente, como consecuencia de la imbricación interna de esta unidad.

En una posición más oriental, los cabalgamientos que afectan a la unidad de Eivissa, presentan una geometría más compleja. Su disposición que siendo monoclinal con buzamientos suaves a moderados hacia el SE. Sin embargo, en este caso, tanto el cabalgamiento basal como el resto de cabalgamientos desarrollados internamente en la unidad suelen llevar asociados largos flancos inversos que al estar desenraizados entre sí, le dan a la unidad un cierto aspecto exótico. Este tipo de geometrías son especialmente características de las sierras que circundan la cuidad de Eivissa donde no obstante se puede reconstruir bien la estructura general de la unidad. Esta consiste en una serie de pliegues tumbados en los que los flancos normales, generalmente representados por series del Cretácico, están fuertemente cobijadas por amplios flancos inversos, generalmente representados por series del Jurásico. Esta estructura explica el fuerte acortamiento interno de la unidad de Eivissa, que se ha de sumar al progresivo desplazamiento de esta unidad sobre la unidad de Llentrisca-Rey a favor de su cabalgamiento basal. La flecha de este desplazamiento es desconocida pero con toda seguridad oscila entre 8 y 10 km.

Desde el margen SE de la Sierra de San Vicente hasta el mar, la cartografía muestra una zona que se caracteriza por la presencia de numerosas sierras de relieve moderado, formadas casi exclusivamente por materiales jurásicos. Al sur de estas sierras se reconoce un material de aspecto muy similar al Trías que unas veces ha sido interpretado como tal (p. e. RANGHEARD 1971) y otras, sin embargo, como un depósito terciario derivado de la resedimentación de aquel (FOURCADE et al. 1982). Una u otra interpretación condiciona a su vez que las sierras jurásicas se consideren como parte de la unidad de Eivissa en un caso extremo de desenraizamiento de la misma a favor de su superficie basal de despaque (Trías) o

bien como bloques caóticos empastados en una matriz terciaria de aspecto triásico (arcillas con bloques), respectivamente. En este caso parece haberse conformado, la segunda hipótesis. En algunos cortes existentes a lo largo de la costa (Cap Roig, Cala Negra, Playa Els Figerals, etc...) parece indudable el carácter resedimentado de la masa supuestamente triásica, carácter que, por otra parte, es bien conocido en otras partes de las Cordilleras Béticas (BOURGOIS, 1978) e incluso en extensiones diapíricas en la Cordillera Cantábrica. La aparente continuidad cartográfica que existe entre este conjunto y la serie Burdigaliense-Langhiense, con la presencia de intercalaciones de la primera en la segunda, está también a favor de la segunda hipótesis.

La geometría de pliegues tumbados con flancos inversos lamindos y desenraizados que caracteriza buena parte de la unidad de Eivissa, es un caso extremo en el desarrollo de "pliegues de despegue". Sin embargo también se conocen ejemplos de geometrías más sencillas que caracterizan estados iniciales de este desarrollo, como es el caso del anticlinal vergente al NE de Cala Llonga o de los diferentes sinclinales, también vergentes al NE, que existen en la sierra de San Vicente, algunos de los cuales está lateralmente truncados por cabalgamientos. Otro tipo de geometría de cabalgamientos, que coexiste con los anteriormente descritos es el observado en las sierras de Sa Talaiassa y del Puig d'en Serra, que forman el frente cabalgante de la unidad de Eivissa en su extremo occidental. En este caso, el cabalgamiento basal forma, en el bloque superior, una rampa de bajo ángulo que superpone los materiales del Cretácico superior sobre la serie Burdigaliense-Langhiense. Esta rampa lleva asociado un anticlinal genéticamente ralacionado con la misma.

En términos generales, se puede decir que los cabalgamientos cortan la serie estratigráfica en sentido ascendente, es decir en un sentido normal. Hay casos sin embargo, en los que, la cartografía pone de manifiesto relaciones de corte anómalos, extratigráficamente en sentido descendente, que se han observado, por ejemplo a lo largo del cabalgamiento basal de la subunidad de For Nou, en situaciones de rellano de bloque superior sobre rellano de bloque inferior. Estas relaciones de cortes anómalos se pueden explicar por el efecto de las deformaciones y del acusado paleorelieve que éstas produjeron.

La raices o puntos de partida de los cabalgamientos principales son desconocidos, al estas ocultas bajo las diferentes unidades alóctonos, en algún caso,

incluso en zonas de offshore. Esta circunstancia impide calcular el valor absoluto del total de las traslaciones ocurridas en la isla. Estimaciones de desplazamientos mínimos, son los citados en párrafos anteriores, es decir, unos 8 kms, de la unidad de Llentrisca-Rey (subunidad de For Nou) sobre la de Eubarca, y unos 10 kms de la unidad de Eivissa sobre la de Llentrica-Rey, medidas según la dirección de transporte tectónico (SE-NO). A estas cifras habría que añadir el acortamiento interno producido en cada unidad que, en algunos casos, como en la unidad de Eivissa puede ser considerable.

Pliegues

El otro elemento estructural predominante en la isla de Eivissa, tanto a escala cartográfica como a escala de afloramiento, son los pliegues. Estos presentan en términos generales, una dirección NE-SO, ejes subhorizontales y una clara vergencia NO. Su relación genética con los cablagamientos, es evidente, correspondiendo en su mayoría, a "pliegues de propagación" o "pliegues despegados", según la terminología al uso. Las asociaciones "sinclinal-anticlinal fuertemente vergentes al NE, el último parcialmente roto por un cabalgamiento", son frecuentes en la unidad de Eubarca, como casos típicos de "pliegues de propagación" en un sentido evolutivo avanzado. Los pliegues que afectan a la unidad de For Nou al NNE de la localidad de San Antonio corresponderían sin embargo a un tren de "pliegues despegados" desarrollados en el frente cobalgante de esta lámina alóctona. El sistema de pliegues tumbados con flancos inversos laminadas desenraizados que, como se ha descrito anteriormente, caracteriza la estructura interna de la unidad de Eivissa, sería un caso extremo y particular de "pliegues despegados" en el que la lámina alóctona, fuertemente depegada y plegada, llega a romper, haciéndolo no solo por la charnela del anticlinal tumbado sino, preferentemente por la charnela del sinclinal. Se explica así la frecuente presencia de flancos inversos subhorizontales de grandes dimensiones, que caracteriza el sector centro-occidental de esta unidad.

Pese al predominio de los pliegues de propagación y los pliegues de despegue, en algunos puntos también se reconocen algunas geometrías más propias de "pliegues de acomodación". Este puede ser el caso ya descrito de las sierras de Sa Talaissa y del Puig d'en Serra, en las que las estructuras anticlinales desarrolladas en el bloque superior del cabalgamiento frontal de la unidad de Eivissa, se podría interpretar en este sentido. Igualmente, las dos posibles estructuras de tipo dúplex

citados en el apartado anterior, constituyen buenos ejemplos de "pliegues de gran radio que se desarrollan en las laminas suprayacentes por acomodación" a las imbricaciones generadas en la o las laminas infrayacentes.

A escala de afloramiento, los pliegues, presentan las mismas características y tipología que a escala cartográfica. Estos son especialmente abundantes en el tramo de calizas tableadas del kimmeridgiense en el que, por su condición de formación multicapa, se producen geometrías particulares como pliegues *chevron* y *kimk bands*. La condición de formación multicapa también determina que sean más frecuentes los pliegues de acomodación en esta litología. El plegamiento se produce por deslizamiento flexural como demuestra la presencia de abundantes estrías sobre los planos de estratificación.

Aparte de los pliegues genéticamente relacionados con la dinámica de los cabalgamientos, en la isla de Eivissa se reconoce un plegamiento posterior sobreimpuesto a todo el edificio de escama apiladas. Esta deformación tiene una mayor incidencia en la parte trasera del mencionado edificio y es la que genera los pliegues frecuentemente vergentes al NO que afectan a algunos flancos inversos de la unidad de Eivissa. A ella también se puede atribuir el desarrollo de algunos cabalgamientos "fuera de secuencia" observados en la isla. Su carácter tardío debe atribuirse a los últimos impulsos ocurridos durante la fase comprensiva principal.

Fallas de transferencia y rampas laterales

En todos los cinturones de pliegues y cabalgamientos los movimientos diferenciales que se producen entre distintos segmentos de una lámina olóctona están reguladas por las "fallas de transferencia" que, transversales a la dirección de los planos de cabalgamientos, son además indicativos de la dirección del transporte tectónico. Son fallas que desplazan los frentes cabalgantes y/o los cabalgamientos internos de cada lámina sin que, en principio, afecten a las láminas infrayacentes. Ejemplos de este tipo de fallas se reconocen en las diferentes láminas que conforman la estructura apilada de la isla de Eivissa, especialmente a la unidad de Eubarca y en las subunidades de For Nou y Rey, donde posteriormente, durante la distensión fini-terciaria, han sido reactivadas como fallas normales. Otros elementos transversales a la dirección general de pliegues y cabalgamientos son las rampas laterales. En la isla de Eivissa no hay ningún buen ejemplo de estructuras de este tipo ya que la erosión

impide comprobar si algunas de las terminaciones laterales que caracterizan los cabalgamientos basales de las subunidades de For Nou y de Rey acaban originalmente en rampa. No obstante, de todas estas terminaciones laterales, es muy posible que la que delimita por el oeste la subescama de Rey, si fuera en origen una rampa lateral y/o una falla de transferencia.

Esquistosidad

En algunas charnelas de pliegues apretadas y, más raramente, en sus flancos se observa el desarrollo de una esquitosidad de plano axial mediante un mecanismo de presión-disolución. La esquistosidad en los términos pelítico-margosos, es de tipo "slat y cleavage", y más grosera o esquitosidad de espaciado en los tramos calizos.

Aparte de esta esquistosidad de plano axial, en algunas zonas mecanizadas asociadas a planos de cabalgamiento, se desarrollan rocas de falla que consisten, generalmente, en extaclastas foliadas. La "foliación" o fábrica cataclástica a una fábrica compuesta de tipo ge (LISTER y SNOKE 1984) producida en condiciones frágiles como consecuencia del movimiento de cizalla a lo largo del plano mecanizado.

2.3.2.3. Dirección del transporte tectónico. Secuencia de propagación y edad de la deformación

La dirección y sentido del transporte tectónico (NE, a groso modo) está bien definido en la isla de Eivissa por un compendio de criterios macroestructurales ya descrito en apartados precedentes: dirección de los planos de cabalgamiento (regla de el arco y la flecha) y relaciones de cortes "normales" o "en sentido ascendente" de los mismos respecto a las series infrayacentes; dirección y vergencia de los pliegues asociados a los cabalgamientos; y dirección de las fallas de transferencia y posibles rampas laterales, entre otras. Esta misma dirección y sentido del transporte tectónico se ha podido determinar a partir de la medición de micro y mesoestructuras en diversos afloramientos de la isla: a) en Port de Ses Caletes, los meso y micropliegues desarrollados en areniscas calcáreas de la serie Burdigaliense-Langhiense que está cobijada por el cabalgamiento basal de la unidad de Eivissa, con geometrías de tipo chevron, presentan ejes subhorizontales con una dirección media N 30 y clara

vergencia NO. b) en diversos afloramientos del Trías que forma la base de las subunidades de Rey (Port de Benirras) o de For Nou (carretera de acceso S'Aguila ó afloramiento al E del Puig d'en Francolí) la medición de ejes y pliegues, lineaciones minerales de yesos de neoformación y de estrias de deslizamiento, etc... también indica un sentido de movimiento hacia el NE, aunque en este caso la dispersión de las medidas es mayor.

Respecto a la secuencia de propagación de los cabalgamientos, existen evidencias de una secuencia de propagación "nomal" o "hacia el antepais" ya que, aparentemente, las escamas estructurales más altas son plegadas y/o basculadas por el desarrollo de imbricaciones en las láminas infrayacentes. no obstante, en detalle, la secuencia de imbricación es difícil de establecer dadas los particulares causas de emplazamiento de las láminas (p. e. la unidad de Eivissa) y la poca definición conoestratigráfica de la serie Burdigaliense-Langhiense involucrada en la deformación. En cualquier caso, es de esperar la presencia de cabalgamientos "fuera de secuencia" los procesos de "breaching" que hayan alterado la mencionada secuencia de propagación normal o hacia el antepais.

La edad de la fase compresiva principal está acotada por la de la mencionada serie Burdigaliense-Langhiense. La monotonía litoestratigráfica de esta serie y la antiguedad de sus dataciones dentro del intervalo temporal mencionado impide hacer más precisiones sobre la temporalidad de los movimientos relativos entre las distintas láminas. En términos generales, la serie está ampliamente cobijada por los cabalgamientos, razón por la cual se puede destacar como una serie pretectónica en sentido amplio. No obstante hay evidencias de una cierta sincronía de su depósito con la deformación: a) en numerosos puntos se observa un rápido incremento hacia techo de términos más energéticos (areniscas y conglomerados), que son los que acaban cobijados por los cabalgamientos; b) es un hecho la incorporación de bloques mesozoicos procedentes de los fuertes cabalgamientos a modo de olistolitos; c) en algunos puntos (p. e. subunidad de For Nou) parece que la misma serie cabalgada, fosiliza lateralmente la deformación. En consecuencia la fase compresiva principal se puede considerar de edad Langhiense-Serravaliense.

2.4. LA DISTENSIÓN DEL MIOCENO SUPERIOR-ACTUAL

Pese a su importancia regional, que de hecho determinó la individualización del Promontorio Balear (ROCA 1994), la distensión del Mioceno superior-actualidad tiene una incidencia relativamente pequeña en la geología de superficie de la isla de Eivissa aunque mayor en Formentera. El registro estratigráfico asociado a esta fase es, además, mínimo en cuanto al mioceno se refiere, ya que queda retringido a los pequeños afloramientos tortonienses de los alrededores de Portinax, al NE de Eivissa y de la isla de Formentera. Las principales macroestructuras asociadas a esta fase son aquellas que delimitan las pequeñas cuencas cuaternarias existentes. Se trata de fallas normales de dirección NE-SO a E-O y NO-SE a N-S, generalmente jalonadas por los sistemas de abanicos aluviales que alimentan las mencionadas cuencas. Buena parte de estas estructuras deben ser estructuras compresivas previas (cabalgamientos y fallas de transferencia sobre todo) que han sido reactivadas como fallas normales durante la distensión.

La poca incidencia de esta fase en la macroestructura contrasta con su fuerte presencia, al menos puntualmente, a escala de afloramiento.

3. BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; CABRA, P.; COMAS-RENGIFO, M.J.; FERNANDEZ-LOPEZ, S.R.; GOY, A.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ DEL POZO, J.; SIMO, A. y URETA, S. (1989). "El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares)". *Cuadernos de geología Ibérica*, 13, 67-120.

- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R., (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.

- ALVARO, M.; DEL OLOMO, P. y RAMIREZ, J. (1982). "Baleares". En: *El Cretácico de España. Universidad Complutense de Madrid*, 10, 633-653.

- ANADÓN, P., CABRERA, LI., GUIMERÀ, J. y SANTANCH, P., (1985). "Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin. In: K. Biddle y N. Chistie-Blick eds.: Strike-slip dedeformation, basin formation and sedimentation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. and Mineral., 37: 303-318.

- ARRIBAS y MORO (1985). "Mineralizaciones españolas de Pb-Zn asociadas a fenómenos cársticos en rocas triásicas y jurásicas". *Stvdia geológica Salmanticense*. XXI. 125-151.

- AZEMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P. y FOURCADE, E. (1979). "Nouvelles donnees stratigraphiques sur le Jurassique et le Crétacé du Nord-Ouest d'Ibiza (Baleares, Espagne)". *Geologica Rom.* 18, 1-21.

- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E. GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979). "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Pub. Univ. Granada*, 1-83.

- BARNOLAS, A. y SIMO, A. (1988). "Depósitos carbonáticos de origen gravitacional catastrófico en las facies de talud del Jurásico medio y superior del Jurásico medio y superior de la isla de Mallorca". *II Congreso Geológico de*

España, Simposiums. 261-269.

- BARON, A.(1980 a:) El desarrollo arrecifal en las islas de Ibiza y Formentera". *Bol. Inst. Geol. Min. España (en prensa).*

- BATTLE GARGALLO, A. (1978). "Importancia de la estructura geológica en el aprovechamiento integral de acuíferos costeros. Ejemplo de Cala Llonga (Ibiza):" *Tecniterrae, s-135, nº 22.*

- BEAUSEIGNEUR, C. y RANGHEARD, Y. (1967). "Contribution à l'ètude des roches éuptives de l'île d'Ibiza". *Bull. Soc. Geol. France* (7), 221-224.

- BEAUSEIGNEUR, D. y RANGHEARD, Y. (1968). "Nouvelles observations sur les roches eruptives de l'île d'Ibiza (Baleares)". *Ann. Scient. Univ. Besançor.* 3ª serie, Geol., fasc. 5, 9-12.

- BENEDICTO, A., RAMOS-GUERRERO, E., CASAS, A., SABAT, F. y BARÓN, A., (1993): "Evolución tectonosedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca)". Rev. Soc. Geol. España. 6: 167-176.

- BERTRAND, M. et KILIAN, W. (1889). "Etude sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Málaga". *Mission d'Andalousie. Mém. Ac. Sc., XXX, p. 377-569.*

- BLUMENTHAL, M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central. *und sudwest-Andalusien. Ecl. Geol. Helv., 20, p. 487-532, Basel.*

- BOURGOIS, J. (1978). "La transversale de Ronda. Cordillères bétiques. Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar". *Thèse Univ. Besançon.*

- BOURROUILH, R. (1970 b). "Carte géologique de Minorque au 1/200.000 avec notice". *Inst. Géol. y Min. España.*

- BREVION, P., CHEVALIER, J. P., y COLOM, G. (1968). "Sur le Tortonien de Formentera et d'Eivissa (Baleares, Espagne)". *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*,s, 152-153.

- CABRERA, L., (1981). "Estratigrafía y características sedimentológicas generales de las formaciones continentales del Mioceno inferior de la cuenca del Vallès-Penedès (Barcelona, España)". *Estudios Geol.*, 37: 35-43.

- COLOM, G. (1934). "Contribución al conocimiento de las facies litopaleontológicas del Cretácico de las Baleares y del SE de España". *Geol. Medit. Occid.* v. 3, 2, 1-11.

- COLOM, G. (1945). "Los sedimentos cretácicos de las Baleares". *Rev. de Menorca. Mahón.* 193-212.

- COLOM, G. (1946). "Los sedimentos burdigalienses de las Baleares (Ibiza - Mallorca)". *Est. Geol.* III, 21-112.

- COLOM, G. (1973). "Esbozo de las principales lithofacies de los depósitos jurásico-cretácicos de las Baleares y su evolución pre-orogénica". Mem. Real Acad. Ci., Madrid, ser. Ci nat. 25, 2, 1-116.

- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-1962). "L'évolution du géosynclinal baleare". *Livre Mém. Prof. P. Fallot. Mém. h. sér. S.G.F.T.*, I, 125-136.

- COLOM, G.; MAGNE, J. y RANGHEARD, Y. (1969). "Age des formations miocènes d'Ibiza (Baleares) impliquées dans la tectonique tangentielle". *C.R. Ac. de Sc., París*, 270, 1348-1440.

- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1966). "Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique". *Rev. Micropal,*, IX, 1, 29-36.

- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1967). "Microfaunes des calcaires du Muschelkalk d'Ibiza (Baleares)". *Ann. Scient. Univ. Besançon* 3 sér., Géol. fasc. 2, 33-35.

- CHAUVE, P., AZENA, J. Y FORURCADE, E. (1978). "Place structurale des Baleares dans l'èdifice bètique", *C. P. Ac. Sc., 237, 435-438.*

- DURAND-DELGA, M. (1960) "Introduction a la séance sur les Cordillères bétiques". *B.S.G.F. (7), 11, p. 263-266.*

- DURAND-DELGA, M.; FRENEIX, S.; MAGNE, J.; MEON, H. y RANGHEARD, Y. (1984). "La série saumâtre et continentale d'âge Miocène moyen et supérieur d'Eivissa (ex-Ibiza, Baléares). *Acta Geol. Hisp.*, 28 (1ª), 33-46.

- ESCAMDELL, B. y COLOM, G. (1964). "Notas estratigráficas y paleontolígicas sobre los depósitos flandrienses del Puerto de San Antonio Abad (Ibiza)", Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y M. de España, nº 75, pp 95-118.

- ESTEBAN, M.; BARÓN, A.; CALVET, F., y POMAR, L. (1976). " The Messinian Reefs of Mallorca, in *The Messinian reefs of Spain*", por M. ESTEBAN.

- FALLOT, P. (1910). "Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares". *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, IX, fasc. 2, 62-90.

- FALLOT, P. (1917). "Sur la Géologie de l'île d'Ibiza (Baléares)", *G.R. Ac. Sc.*, 164, 103-104.

- FALLOT, P. (1917). "Sur la tectonique d'Ibiza (Baléares)". *C.R. Ac. Sc.*, 164, 186-187.

- FALLOT. P. (1922). "Estude géologique de la Sierra de Mayorque" These, Paris et liege, 481 pp. 214 figs. et 18 pl.

- FALLOT, P. (1931-34). "Essai sur la repartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles: Introduction - I. Trías, 1931, 11-27. II Lías, 1932, 31-64. III Le Dogger. IV Le Jurasique, 1934, Imprenta

Elzeviriana y Lib. Com. Barcelona.

- FALLOT, P. (1948). "Les Cordilleres Betiques". *Est. Geol. Madrid y Barcelona*, 83-172.

- FALLOT, P. y TERMIER, H. (1921). "Sur l'extension verticale du faciès marneux à Cèphalopodes pyriteux dans l'île d'Ibiza" *C. R. Ac. Sc. 173. 91-94.*

- FALLOT, P. y TERMIER, H. (1923). "Ammonites nouvelles des îles Balèars". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. 32. 85p.*

- FONTBOTE, J.M. (1970). "Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Bèticas", *Cuad. Geol. Univ. Granada, 1, 71-78.*

- FONTBOTE, J.M.; OBRADOR, A. y POMAR, L. (1983). "Islas Baleares". *En Libro Jubilar J.M. Ríos*. Geología de España, 2, 343-391.

- FONTBOTE, J.M., GUIMERÀ, J., ROCA, E. SÀBAT, F. y SANTANACH, P., (1989). "Para una interpretación cinemática de la génesis de la Cuenca Catalano-Balear: datos estructurales de sus márgenes emergidos". *In: Libro Homenaje a Rafael Soler.* pp. 37-51. Madrid. AGGEP.

- FONTBOTE, J.M., GUIMERÀ, J., ROCA, E. SÀBAT, F. y SANTANACH, P. y FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F., (1990). "The Cenozoic geodynamic evolution of the Valèncіa trough (western Mediterranean)". *Rev. Soc. Geol. España.* 3: 249-259.

- FOURCADE, E. AZEMA, J., CHABRIER, G. CHAUVE, P., FOUCAULT, A. y RANGHEARD, Y. (1977). "Liaisons palèogèographiques au MesozoIque entre les Zones Externes Bètiques, Conso-Sardes et Alpines". *Rev. Geogr. Phys. Gèol. Dyn. (2), 19,4.377-389.*

- FOURCADE, E.; CHAUVE, P. y CHABRIER, G. (1982). "Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléars (Espagne)". *Eclogae geol. Helv.* 75, 2, 415-436.

- GARCÍA CORTES, A., MANSILLA, H., QUINTERO, I. (1991). "Puesta de manifiesto de la Unidad Oistostrómica del Mioceno medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante". *Boletín Geológico y Minero. Vol. 102-4 (524-535).*

- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A. C. y VERA, J. A.(1982). "El Cretácico de la zona Prebética". En : *El Cretácico de España. Univ. Complu. Madrid.* 9, 526-569.

- GELABET, B; SABAT,F. y RODRIGUEZ-PEREA, A. (1992). "A structural outline of the Serra de Tramontana of Mallorca (Belearic Islands)". Tectonophysics, 203, 167-183.

- GUIMERÁ, J. y ALVARO, M., (1990): "Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne)". *Bull. Soc. Gèol. France.* VI: 339-348.

- GOMEZ, J.J. (1979). "El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías,* 4, 1-683.

- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979). "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica". *Est. Geol.* 35, 569-598.

- HAANSTRA, V. (1935). "Geologie von Ost-Ibiza". *Tesis Doctoral. Universidad de Utrecht.* (Holanda), 4-62.

- IGME. "Mapa de rocas industriales de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 65". Madrid.

- JANSSEN, M. E., TORNÉ, M., CLOETINGH, S. y BANDA(1993). "Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Inferences from quantintative modelling of the Valencia Trough" *Earth Planet. Sci. Letters,* 119: 585-597.

- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L.E.N. (1977). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000", I.E:M:E.

- MARTÍ, J., MITJAVILA, J., ROCA, E. y APARICIO, A., (1992). "Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism". *Tectonophysics,* 203: 145-165.

- MARTIN ALGARRA, A. (1987). "Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doc. Univ. Granada.* 2 tomos.

- MARTINEZ DEL OLMO, W., GARCIA-MALLO, J., LERET-VERDÚ, G., SERRANO-OÑATE, A. y SUÁREZ-ALBA, J. (1985). "Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir", *I Congr. Esp. Geol.,* 1, 199-213.

- MASANA, E. (1991). "Actividad tectónica reciente en la falla del Camp (Tarragona)" Tesis de licenciatura. Universitat de Barcelona. 216 p.

- MUÑOZ, J.A., (1992). "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section". In: K. R. McClay de.: Thrust Tectonics. pp. 235-246. London. Chapman & Hall.

- NOLAN, H. (1887). "Sur les terrains triasiques et jurassiques des îles Baléares". C. R. Ac. Sc. 117.

- NOLAN, H. (1895). "Sur le Jurassique et le Crétacè des îles Baleares". *C. R. Sc.* 117. 812-823.

- PEYRE, Y. (1969a). "Presentación de deux coupes tectoniques d'ensemble dans les Cordilléres Bètiques au Nord de Malaga (Andalousie)". *C. R. somm. S. G. F.,* 2, 38-39.

- PEYRE, Y. (1969b). "Essai sur la palèogèographie des Cordilléres Bètiques au Crètacè Inferieur: la transversale de Malaga". *C. R. somm. S. G. F.* 2, 45-49.

- PIERSON D'AUTRAY, L., (1987). Sedimentation et structuration synsedimentaire dans le bassin néogène d'Alcoly (Cordillères bétiques externes orientales-Espagne). Thèse de 3eme cycle. Université de Paris. 315 p.

- POMAR, L. (1979). "La evolución tectonosedimentaria de las Baleares : análisis crítico". *Acta Geol. Hisp. Homenatje a Lluís i Solé : Sabaris*. t 14, 293-310.

- POMAR, L., ESTABAN, M., CALVET, F. y BARON, A. (1984) "La Unidad Arrecifal del Mioceno superior de Mallorca". "En El: El Terciario de las Baleares". "Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología". Menorca, 26-30 septiembre.

- RAMOS-GUERRERO, E., RODRIGUEZ-PEREA, A., SÀBAT, F. y SERRA-KIEL, J., (1989). Cenozoic tectonosedimentary evolution of Mallorca island. Geodinamica Acta, 3: 53-72.

- RANGHEARD, Y. (1962). "Los yacimientos fosilíferos del Oxfordiense superior del sur de la isla de Ibiza (Baleares)". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España.* 68, 217-220.

- RANGHEARD, Y. (1964). "Sur le Jurassique supérieur de l'extremité sud d'Ibiza (Baléares)". Ann. Sec. Univ. Besançon, 2éme sér.Géol, fasc 19, 45-51.

- RANGHEARD, Y. (1965). "Donées nouvelles sur la stratigraphie du Crétacé inférieur dans la moitié sud de l'île d'Ibiza (Baléares)". *C.R. Ac. Sc.* 260,. 4005-4007.

- RANGHEARD, Y. (1970)."Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 772, San Miguel". I.G.M.E.

- RANGHEARD, Y. (1970)."Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 773, San Juan Bautista". I.G.M.E.

- RANGHEARD, Y. (1970)."Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 798, Ibiza ". I.G.M.E.

- RANGHEARD, Y. (1970)."Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 799, Santa. Eulalia del Río". I.G.M.E.

- RANGHEARD, Y. (1970)."Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hojas 874 y 849 San Francisco Javier". I.G.M.E.

- RANGHEARD, Y. (1970)."Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hojas 825 y 850, Nuestra Señora del Pilar y Faro de Formentera". I.G.M.E.

- RANGHEARD, Y. (1971). "Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 82 1-340.

- RANGHEARD, Y. (1984). The geological history of Eivissa and Formentera. In: H. Kuhbier, j. a. Alcover y C. Guerau eds.: Biogeography and ecology of the Pityusic islands. pp. 25-104. Le Hague. Dr. W. Junk Publishers.

- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1965). "Sobre la edad de las calizas "urgonianas" de Ibiza (Baleares), comprendidas entre el Tithónico y el Valanginiense". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 77, 165-174.

- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1967). "Microfauna de las calizas del Muschelkalk de Ibiza (Baleares)". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 94, 7-24.

- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1967)."Microfauna del Cretácico de Ibiza (Baleares)". *Bol. Inst. Geol. Min. España,* 76, 279-306.

- ROCA, E. (1992). "L'estructura de la Conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi". Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. 330 p.

- ROCA, E. (1994). "La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad". *Acta Geol. Hisp. V.*

29 nº 1, p. 3-25.

- ROCA, E. y DESEGAULX, P. (1992). Analysis of the geological evolution and vertical movements in the València Trough area, western Mediterranean. Mar. Petrol. Geol., 9: 167-185.

- ROCA, E. y GUIMERÁ, J. (1992) The Neogene structure of the eastern Iberian margin:structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics, 203: 203-218.

- ROEST. W.R. y SRIVASTAVA, S. P., (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia. Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. Geology, 19: 613-616.

- SABAT, F. y SANTANACH, P. (1985). Unitats estructurals de l'illa de Cabrera (Balears). Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona. 41: 111-121.

- SABAT, F.; MUÑOZ, J.A. y SANTANACH, P. (1988). "Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island)". Geol. Rundschau, 77: 529-538.

- SALAS, R. y CASAS, A., (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. Tectonophysics. 228: 33-55.

- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936). "Estudios de las rocas eruptivas de España". *Mem. Ac. Cienc. ex.,fis. y nat. Madrid. ser. Cienc. nat.*, t. 6. 660 p.

- SIMO, A. (1982). "El Mioceno Terminal de Ibiza y Formentera. Tesis de Licenciatura", 165. Dto. de Petrología. Univ. de Barcelona (inédita).

- SIMO, A. y BARNOLAS, A. (1985). "Upper Jurassic Carbonate Slope, Mallorca, Spain". *6 th. European Reg. Meeting, IAS. Abstracts*. 672-675.

- SIMO, A. y GINER, J, (1983). "El Neógeno de Ibiza y Formentera (Islas Baleares)". *Rev. Inv. Geol.* 36: 67-81.

- SOLE SABARIS, L. (1955). "Sobre el Cuaternario marino de Ibiza". *Asoc. Española Estudios Cuaternarios.*

- SOLE SABARIS, L. (1962). "Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique". *Quaternaria*, 6, 309-342.

- SPIKER, E. N. (1935). "Geologie von West-Ibiza (Balearen)". *Thèse, Utrecht*, 1-66.

- SPIKER, E. Th. y HAANSTRA, U. (1943). "Geologie von Ibiza (Balearen). Thèse. Utrecht. 89 p.

- THOS Y CODINA, (1876). "Notas acerca de la constitución geológica de las islas de Ibiza y Formentera". Bol. Com. Mapa geol. España, Madrid, III, p. 363-367.

- TORNÉ, M. DE CABISSOLE, B., BAYER, R., CASAS, A., DAIGNIÈRES, M. y RIVERO, A. (1989). Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. Tectonophysics. 165: 105-116.

- VERGÉS, J. y MARTÍNEZ, A. (1988). "Corte compensado del Piriteo oriental:geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento". Acta Geol. Hisp., 23: 95-106.

- VIDAL, L. M. y MOLINA, E. (1888). "Reseña física y geológica de las islas de Ibiza y Formentera" Bol. Com. Mapa Geol. España, Madrid, T VII, 9 filgs, pp 67-113.

- VILA VALEMTI, J. (1960). "Los llanos de San Mateo y Santa Inés. Ibiza". Speleon, Oviedo, pp 1-12, 1 fig.

- VILA VALEMTI, J. (1961). "El "poldje" de Santa Inés o Corona (Ibiza)". Speleon, Oviedo, XII, nº 1-2, pp. 55-66.

- WATTS, A. B. y TORNÉ, M. (1992a). Subsidence history, crustal structure, and thermal evolution of the Valencia Trough: a young extensional basin the western Mediterranean. Jour. geophys. Res. 97: 20.021-20.041.

- WATTS, A. B. y TORNÉ, M. (1992b). Crustal structure and mechanical properties ef extended continental lithosphere in the Valencia trough (western Mediterranean). Jour. Geol. Soc. London. 149:813-827.