

La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad

E. ROCA

Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques. Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia.
Universitat de Barcelona. Pedralbes. E-08071 Barcelona.

RESUMEN

Situada entre las zonas internas del orógeno bético-balear (localizadas bajo la actual Cuenca Argelina) y el conjunto Cordillera Ibérica-Cuenca del Ebro, la Cuenca Catalano-Balear es una cuenca sedimentaria oligocena superior-cuaternaria que se ha desarrollado sobre una corteza continental fuertemente adelgazada. Hasta recientemente, sus características se han explicado casi exclusivamente a partir de los procesos geodinámicos desarrollados durante el Neógeno.

Con el fin de reconocer el papel que han podido jugar los procesos geodinámicos que afectaron la Cuenca Catalano-Balear previamente a su formación, en este trabajo se analiza la evolución de la región ocupada por esta cuenca desde el Triásico hasta la actualidad. Así, se ha constatado que en esta evolución geodinámica pueden distinguirse tres grandes etapas: a) una etapa mesozoica en la que la región estuvo sometida a una situación geodinámica extensiva que generó cuencas amplias y un vulcanismo alcalino; b) una etapa paleógena con predominio de procesos compresivos que dieron lugar a edificios integrados por pliegues, cabalgamientos y fallas direccionales; y c) una última etapa oligocena superior-neógena, muy compleja, que se ha caracterizado por la creación de la Cuenca Catalano-Balear a partir de procesos geodinámicos tanto de carácter compresivo (edificación del sistema de cabalgamientos del dominio bético-balear durante el Oligoceno superior-Mioceno medio) como extensivo (rifting oligoceno superior-mioceno inferior del dominio catalano-valenciano y colapso post-mioceno medio del edificio bético-balear).

Las restituciones parciales sobre un corte cortical a través de toda la Cuenca Catalano-Balear, conjuntamente con los mapas palinspásticos que integran todos los datos recopilados, muestran que las estructuras formadas en el Mesozoico, no sólo controlaron y condicionaron las características geométricas de la estructuración compresiva paleógena, sino también las de la estructuración extensiva que creó la Cuenca

Catalano-Balear. En este sentido se constata que: i) las deformaciones contractivas y extensivas cenozoicas se concentran en los márgenes de las antiguas cubetas mesozoicas, de manera que la mayoría de las fallas cenozoicas son el resultado de la reactivación de las fallas normales que limitaban las cubetas mesozoicas; ii) la extensión areal de la Cuenca Catalano-Balear coincide en gran parte con el área que recubrían las cubetas mesozoicas Catalana y de las Columbrets; iii) el adelgazamiento cortical que presenta la Cuenca Catalano-Balear, puede ser en parte heredado de la extensión mesozoica.

Palabras clave: Mesozoico. Cenozoico. Tectónica. Cuenca Catalano-Balear. Surco de Valencia. Iberia.

ABSTRACT

Geodynamic evolution of the Catalan-Balear basin and neighbouring areas from Mesozoic to Recent

The Catalan-Balearic basin is a late Oligocene to recent sedimentary basin located between the inner parts of Betic-Balearic thrust belt (located beneath the present Algerian basin) and the ensemble Iberian Chain-Ebro basin. Partially incorporated into the Early to Middle Miocene Betic-Balearic thrust belt, the Catalan-Balearic basin includes, therefore, not only the eastern Iberian zones affected by extensional processes (Valencia trough, Catalan Coastal Ranges and southeastern Iberian Chain), but also the external parts of the Betic-Balearic orogen (Balearic Promontory).

From a regional point of view, the Catalan-Balearic basin corresponds to the southwestern prolongation of the oceanic Liguro-Provençal Basin and, in the areas not very affected by the Betic-Balearic compressive structures, it is characterized by a highly attenuated

ted continental crust. Up to now, the main features of the Catalan-Balearic basin have been attempted to be explained just from the geodynamic processes that created the basin.

In order to recognize the role played by the geodynamic processes that affected the Catalan-Balearic Basin previously to its formation, the Triassic up to present evolution of the area occupied by the basin is analysed in this article. From this analysis, three main stages could be distinguished: a) a first *Mesozoic stage*, in which the area was submitted to extensional processes that generated wide basins and alkaline volcanics; b) a second *Palaeogene stage* with predominance of compressive processes that gave rise to complex fold-and-thrust belts; and c) a third *late Oligocene-Neogene stage*, very complex, in which the Catalan-Balearic Basin was formed in response to both compressive (late Oligocene-Middle Miocene building of the Betic-Balearic fold-and-thrust belt) and extensional geodynamic processes (late Oligocene-Early Miocene rifting phase and post-Middle Miocene extensional collapse of the Betic-Balearic orogen).

The present structure of the area is mainly related to the last late Oligocene-Neogene compressive and extensional processes. Nevertheless, the progressive unfolding of a crustal cross-section through the whole Catalan-Balearic Basin denotes that the structures which were formed during the Mesozoic, determined not only the geometric features of the Palaeogene compressive deformation, but also those of the late Oligocene-Neogene extensional deformation that created the Catalan-Balearic Basin. In this sense, the analysis of the differentiated Mesozoic and Cenozoic evolutionary stages shows that: i) the main Cenozoic deformations are located along the margins of the previous Mesozoic basins, in such a way that most of the faults active during the Cenozoic resulted from the reactivation of the normal faults which bounded the previous Mesozoic basins; ii) the Catalan-Balearic Basin coincides in large measure with the area covered by the Catalan and Columbrets Mesozoic basins; iii) the crustal thinning shown by the Catalan-Balearic Basin, could be partly inherited from the Mesozoic extension.

Keywords: Mesozoic. Cenozoic. Tectonics. Catalan-Balearic basin. Valencia trough. Iberia.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Catalano-Balear abarca la parte más oriental de la microplaca ibérica afectada por los procesos extensivos que durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior también generaron la Cuenca Liguro-Provenzal (Fig. 1). Limitada al SE por la Cuenca Argelina (antiguas zonas internas del orógeno bético-balear), la Cuenca Catalano-Balear incluye, por lo tanto, no sólo las zonas con una estructura neógena claramente extensiva, sino también las zonas externas del orógeno bético-balear (Promontorio Balear) que involucran fragmentos de la antigua cuenca extensiva oligocena superior-miocena inferior. Así pues, la Cuenca Catalano-Balear integra tanto zonas actualmente sumergidas (surco de Valencia) como emergidas (islas Baleares, partes sudorientales de la Cordillera Ibérica y Cadenas Costeras Catalanas) (Fig. 2).

Las principales características geológicas de las zonas emergidas son bien conocidas a partir de los numerosos estudios realizados desde el siglo pasado. Además, el hallazgo de diversos yacimientos petroleros en el margen peninsular del surco de Valencia y el elevado número de campañas de investigación marina realizados en los últimos 30 años han aportado una gran cantidad de datos sobre la geología del surco de Valencia. Así pues, a pesar de estar en gran parte sumergida, las principales características generales de la estratigrafía, magmatismo y estructura tanto superficial como profunda de la región de la Cuenca Catalano-Balear son bastante bien conocidas (ver por ej.: Fontboté *et al.*, 1989; Clavell y Berástegui, 1991; Banda y Santanach, 1992a y b; Torres *et al.*, 1993).

No obstante, hasta la actualidad, pocos son los trabajos de síntesis que incluyen los datos de las áreas sumergidas como emergidas. Así mismo, en los modelos propuestos para explicar su estructura actual (Mauffret, 1976; Doblas y Oyarzun, 1990; Foucher *et al.*, 1992; Watts y Torné, 1992a y 1993; Torres *et al.*, 1993; entre otros), únicamente suelen tenerse en cuenta los procesos geodinámicos activos durante el Neógeno, ignorando, por lo tanto, el papel que puedan haber jugado los que actuaron en esta misma área durante el Mesozoico y el Paleógeno.



Figura 1. Esquema tectónico de las principales unidades geotectónicas cenozoicas del Mediterráneo occidental. La posición de la corteza oceánica coincide con la propuesta por Burrus (1984) y Savelli (1988).

Figure 1. Tectonic sketch of the main Cenozoic geotectonic units in the western Mediterranean. The location of the oceanic crust is from Burrus (1984) and Savelli (1988).

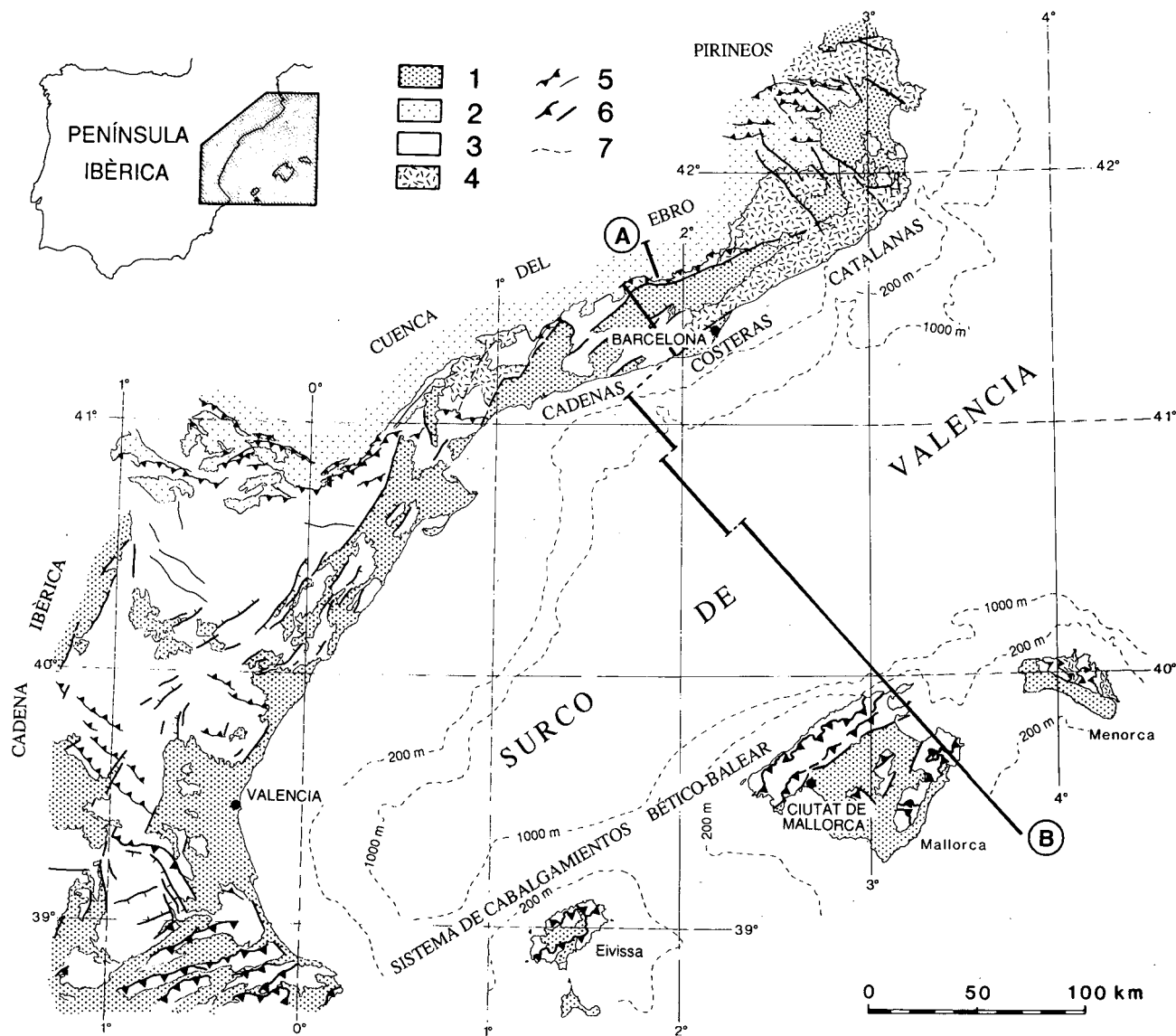


Figura 2. Mapa geológico simplificado de las áreas emergidas de la parte oriental de la placa ibérica (Roca y Guimerà, 1992), en el que se incluye la posición del corte geológico de la Fig. 4 (A-B) 1- Depósitos neógenos; 2- Relleno sedimentario de la Cuenca del Ebro (Paleógeno-Neógeno); 3- Mesozoico; 4- Paleozoico; 5- Cabalgamientos y fallas paleógenas; 6- Cabalgamientos y fallas neógenas; 7- Curvas batimétricas.

Figure 2. Simplified geological map of the emerged areas of the eastern Iberian plate (Roca y Guimerà, 1992). A-B is the general structural cross-section of this area shown in Fig. 4. 1- Onshore Neogene deposits; 2- Ebro basin infilling (Palaeogene-Neogene); 3- Mesozoic; 4- Palaeozoic; 5- Palaeogene thrusts and faults; 6- Neogene thrusts and faults; 7- Bathymetry.

El propósito de este trabajo es, pues, recopilar y analizar las principales características estructurales y magmáticas de la región de la Cuenca Catalano-Balear, con el fin de proponer un modelo evolutivo para esta área en el período de tiempo comprendido entre el Triásico y la actualidad. Se pretende cuantificar, a partir de la restitución de una sección cortical a través de toda la Cuenca Catalano-Balear, los procesos tectónicos que han actuado durante este tiempo. Así mismo, se

comparan las características evolutivas de la Cuenca Catalano-Balear con las del resto de unidades estructurales desarrolladas sincrónicamente en el Mediterráneo occidental. Esta comparación se ha realizado para completar el modelo evolutivo inferido exclusivamente con los datos del área estudiada y para integrarlo en un ámbito regional más amplio. Finalmente, se presentan unas consideraciones generales sobre la evolución deducida.

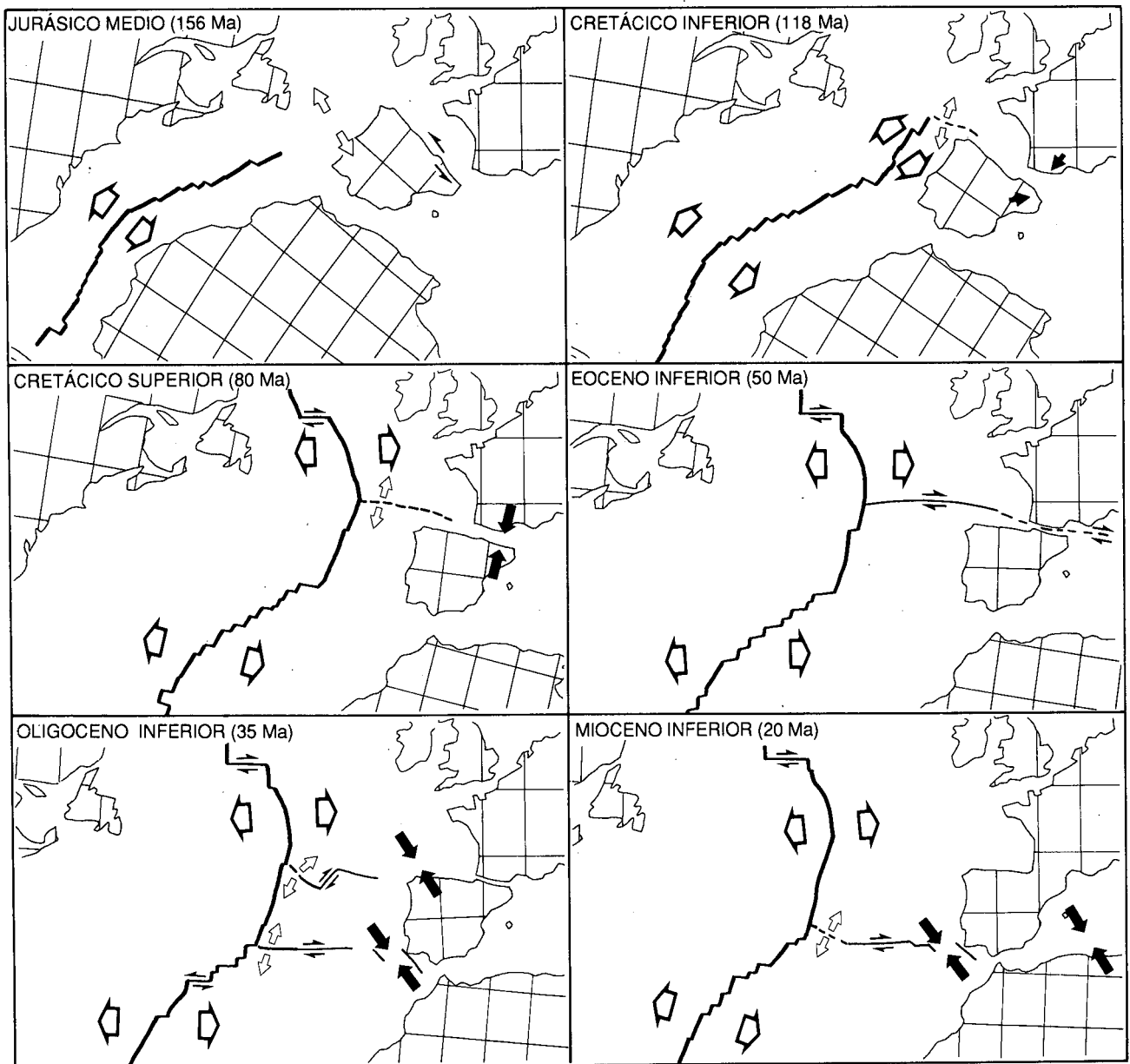


Figura 3. Reconstrucciones del movimiento de las placas ibérica y norteamericana en relación a la placa euroasiática desde el Jurásico medio hasta el Mioceno inferior (ligeramente modificado de Srivastava *et al.*, 1990). En todas las reconstrucciones se ha mantenido fija la placa euroasiática. Las flechas blancas y negras indican respectivamente extensión y compresión.

Figure 3. Reconstructions of North American and Iberian plate motions relative to a fixed Eurasian plate from Middle Jurassic to Early Miocene (slightly modified from Srivastava *et al.*, 1990). Extensional and compressive motions are respectively shown by white and black arrows.

Marco geodinámico de la Cuenca Catalano-Balear a escala de la tectónica de placas

La complejidad estructural y magmática que muestra la región de la Cuenca Catalano-Balear es el resultado de los diferentes tipos de movimientos relativos que han tenido las placas africana, ibérica y euroasiática desde su

individualización en el Mesozoico (Fig. 3). Así, situada en la parte occidental del Mediterráneo, el área estudiada ha estado sometida a situaciones compresivas y extensivas que reflejan las dos grandes fases diferenciadas en la evolución del Atlántico (Pitman y Talwani, 1972; Patriat *et al.*, 1982; Savostin *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990): a) la apertura del Atlán-

tico 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-Turoniense, ha dado lugar a una convergencia entre Eurasia y Africa en la que se han diferenciado dos etapas (Roest y Srivastava, 1991), una primera cretácica superior-oligocena inferior en la que la convergencia tuvo lugar entre Iberia y Eurasia, y una segunda post-oligocena superior en la que ésta se ha resuelto en el límite Iberia-Africa. El tránsito entre todas estas etapas, gradual, no fue sincrónico a lo largo de los límites entre las diferentes placas. Por ejemplo, durante el proceso de convergencia Eurasia-Africa, se constata que la sustitución de la convergencia Eurasia-Iberia por la de Iberia-Africa se produjo en las partes más orientales de la mitad este de Iberia durante el Oligoceno medio y en las partes más occidentales durante el Mioceno inferior (Roca, 1992).

Este carácter heterócrono y gradual del tránsito entre las diferentes etapas es evidente en la región de la Cuenca Catalano-Balear, donde la sustitución entre los procesos tectónicos y magmáticos relacionados con el desarrollo de cada una de ellas ha sido progresivo y no ha sucedido sincrónicamente en toda la región. Esto hace que sea muy difícil acotar temporalmente las diversas fases evolutivas meso-cenozoicas. Sin embargo, para poder abordar la descripción de la evolución geodinámica de la región, ésta se ha subdividido en cuatro grandes etapas: Mesozoico, Paleógeno, Oligoceno superior-Mioceno medio y Mioceno medio-Cuaternario.

Datos de superficie y subsuelo utilizados para definir la evolución de la Cuenca Catalano-Balear

En cada una de las etapas propuestas más arriba, no solamente se han sintetizado los principales rasgos estructurales y magmáticos del intervalo considerado, sino que también se ha intentado definir la estructura cortical. Esta se ha deducido a partir de los análisis de subsidencia realizados y, sobre todo, de las restituciones parciales de un sección cortical que desde la Cuenca del Ebro hasta el SE de Mallorca atraviesa las grandes unidades estructurales de la Cuenca Catalano-Balear (Figs. 2 y 4). Estas restituciones, se han construido utilizando diferentes métodos para la cobertera mesozoico-cenozoica y el zócalo hercínico. Así, en la cobertera, el método utilizado ha sido el de la conservación de la longitud de las líneas (Dahlstrom, 1969), ya que se ha considerado que el plegamiento ha sido concéntrico y que no han habido pérdidas significativas de área en el plano de los cortes durante la deformación. En cambio, en el zócalo, donde

esta regla no se cumple a causa de un diferente mecanismo de deformación, el método aplicado ha sido el de la conservación de áreas que, en determinadas restituciones, ha tenido en cuenta las migraciones de materia calculadas en planos perpendiculares a la sección. Hay que destacar que todas las restituciones realizadas no incluyen las posibles migraciones y transformaciones de materia que pudieron producirse, principalmente, a nivel de la Moho.

La sección cortical actual, utilizada para reconocer la estructura de la región de la Cuenca Catalano-Balear en sus diferentes estadios evolutivos, se ha elaborado con datos geológicos recopilados en tierra por miembros del grupo de tectónica de la Universitat de Barcelona, y datos geofísicos obtenidos por los equipos científicos y compañías petroleras que han trabajado en el área.

Así, en las áreas emergidas, la estructura de la corteza superior se ha determinado a partir de datos de campo que, en la fosa del Vallés-Penedés, se han combinado con la información suministrada por los perfiles de sismica de reflexión y los sondeos petroleros realizados en dicha área (ver Bartrina *et al.*, 1992). En las áreas sumergidas, la estructura de la corteza superior se ha deducido a partir de la interpretación de sondeos petroleros y de perfiles de sismica de reflexión (sección sísmica S.V.-II de Roca, 1992).

A mayor profundidad, la geometría de la Moho se ha determinado con los datos de sismica de reflexión profunda y de refracción obtenidos en la proximidad de la traza del corte. Concretamente se han utilizado los datos aportados por los ESP del proyecto VALSIS (Pascal *et al.*, 1992; Torné *et al.*, 1992; Torres *et al.*, 1993), los perfiles de sismica de reflexión profunda ECORS (Choukroune *et al.*, 1989; Roure *et al.*, 1989) y VALSIS (Torné *et al.*, 1992) y las diversas campañas de sismica de refracción realizadas a lo largo del perfil (Hinz, 1972; Gallart *et al.*, 1984; Banda *et al.*, 1980; Gallart *et al.*, 1990; Dañobeitia *et al.*, 1992). En las áreas no cubiertas por estos datos, la geometría de la Moho se ha completado con la modelización gravimétrica en 2D realizada sobre el mismo corte (Fig. 5).

Además de estos cortes compensados y restituidos, también se han elaborado mapas palinspásticos para cada etapa en los que se han señalado las principales estructuras activas, la distribución de las áreas emergidas y sumergidas y, en su caso, las manifestaciones magmáticas (Fig. 6). Estos mapas, conjuntamente con el corte ya reseñado, se han utilizado como base para realizar la des-

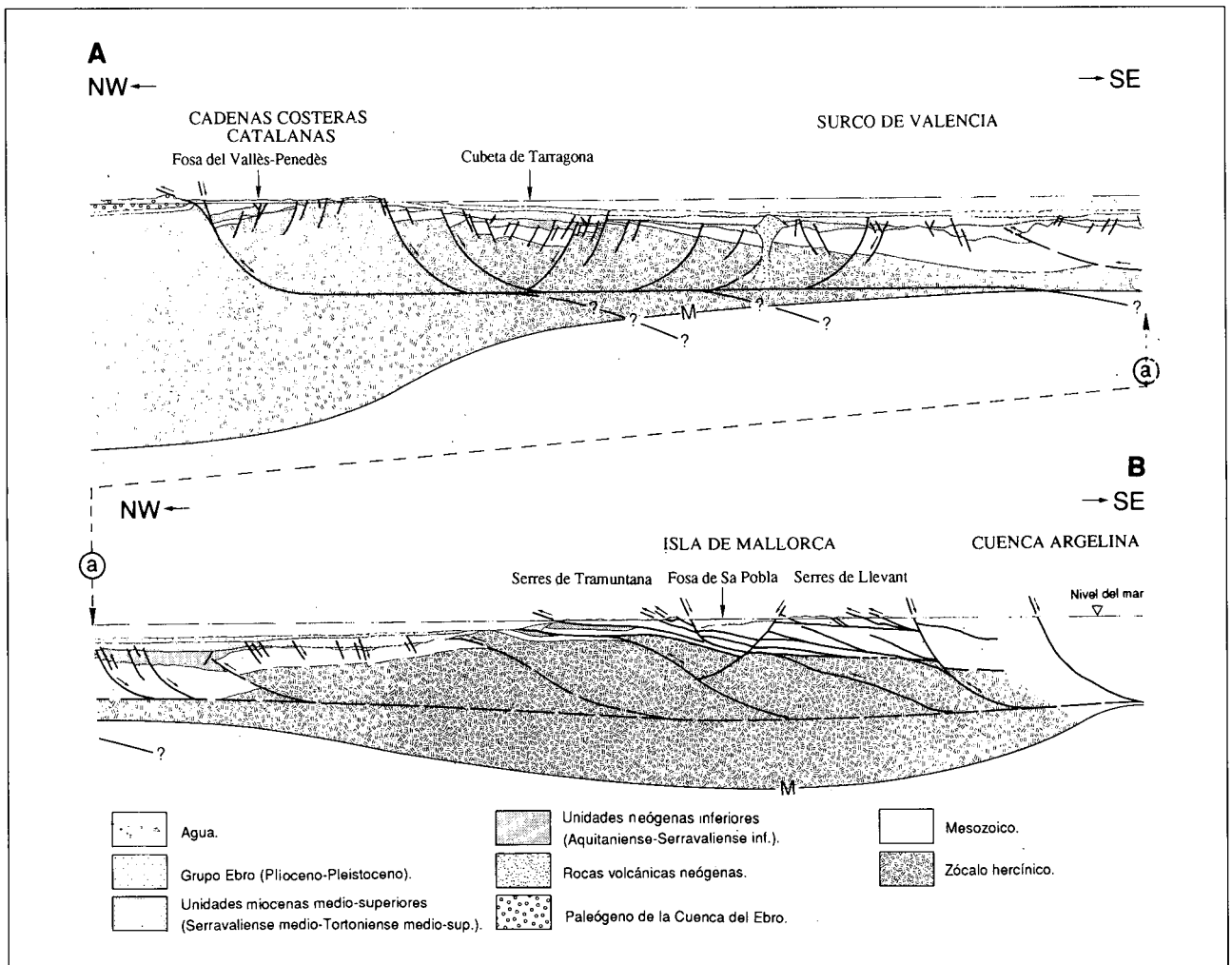


Figura 4. Corte regional a escala cortical, que, desde la Cuenca del Ebro hasta el SE de Mallorca, atraviesa las grandes unidades estructurales de la parte oriental de la placa ibérica. Las posibles fallas que cortan la Moho en el margen catalán del surco de Valencia corresponden a las bandas integradas por numerosos reflectores sísmicos que Torres *et al.* (1993) interpretan a partir del análisis de los perfiles de sismica de reflexión profunda VALSIS. Ver Fig. 2 para la localización del corte. M- Moho

Figure 4. Crustal regional cross-section from the Ebro Basin to SE Mallorca (Algerian Basin) that cuts the major geostructural units of the eastern part of Iberia (see location in Fig. 2). The upper crust structure has been determined from the seismic section S.V.-II (Roca, 1992), the ECORS-Pyrenees profile and onshore surface structural data of the "Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia" tectonic group. The Moho geometry has been inferred from deep reflection seismic and refraction data obtained near the cross-section (Hinz, 1972; Banda *et al.*, 1980; Gallart *et al.*, 1984; Choukroune and ECORS team, 1989; Gallart *et al.*, 1990; Dañoibeitia *et al.*, 1992; Pascal *et al.*, 1992; Torné *et al.*, 1992; Torres *et al.*, 1993). M- Moho.

cripción de la estructura de la región de la Cuenca Catalano-Balear en cada una de los cuatro etapas en las que se ha dividido su evolución.

Aunque la restitución tanto del corte como de los mapas se ha hecho a partir de la sustracción de las deformaciones más modernas, las etapas evolutivas diferenciadas se han descrito en orden cronológico de más antigua a más moderna.

PRINCIPALES ETAPAS EVOLUTIVAS DE LA CUENCA CATALANO-BALEAR

Mesozoico

A pesar de los pocos datos disponibles, se reconoce que la evolución mesozoica de la región de la Cuenca Catalano-Balear estuvo dominada por procesos extensivos que dieron lugar a un conjunto de umbrales y cube-

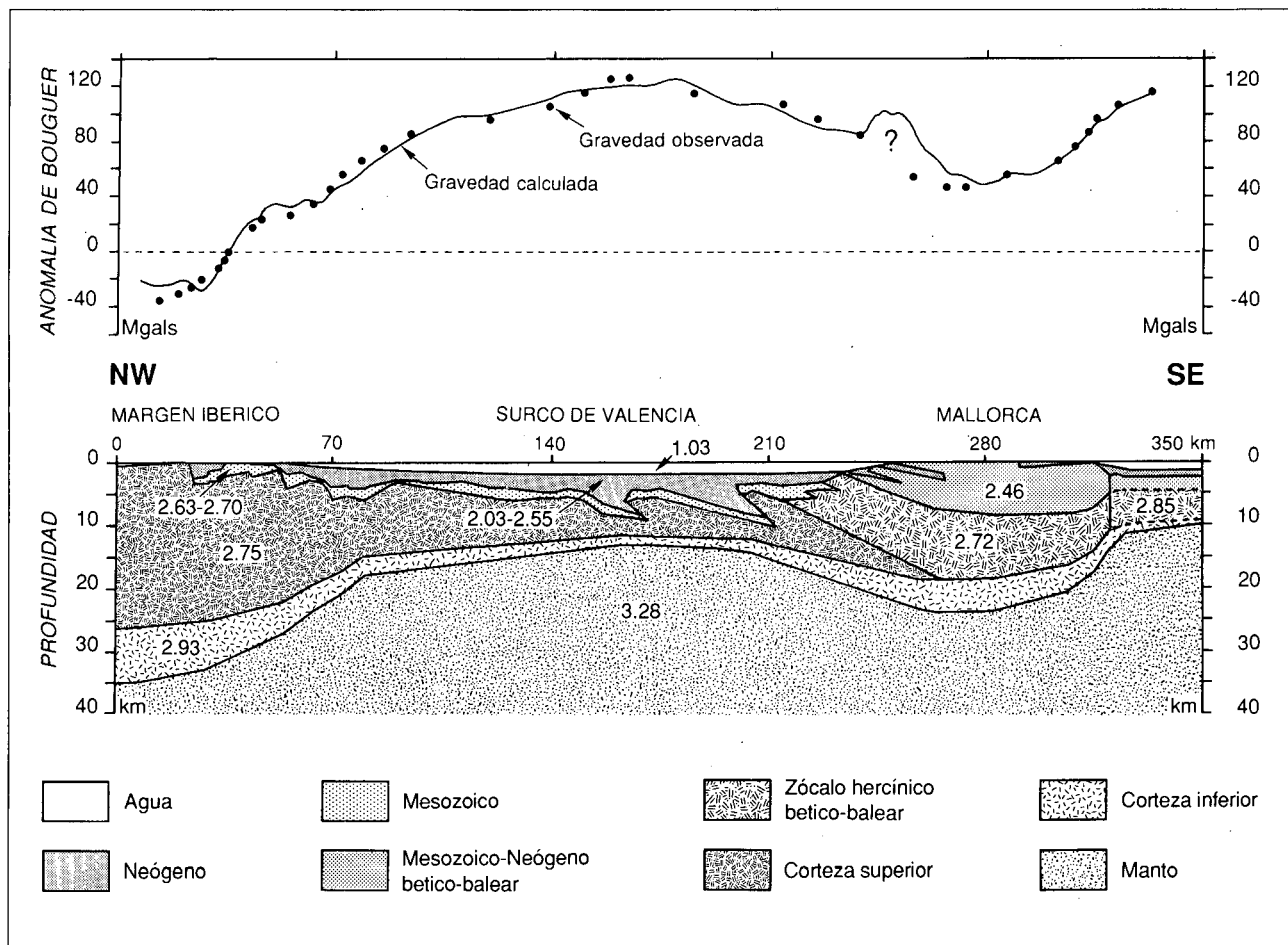


Figura 5. Modelo gravimétrico del corte presentado. El perfil de anomalías de Bouguer observadas es una compilación de datos de Casas *et al.* (1987) para la Península Ibérica, de Morelli *et al.* (1975) para el surco de València y del IGME (1972) para la isla de Mallorca. El cálculo de la anomalía de Bouguer se ha realizado con el método de Talwani (Talwani *et al.*, 1959), y las densidades de cada polígono se han calculado a partir de la litología de las rocas, teniendo en cuenta las variaciones verticales inducidas por la compactación de los sedimentos. Las densidades se han expresado en g/cm^3 .

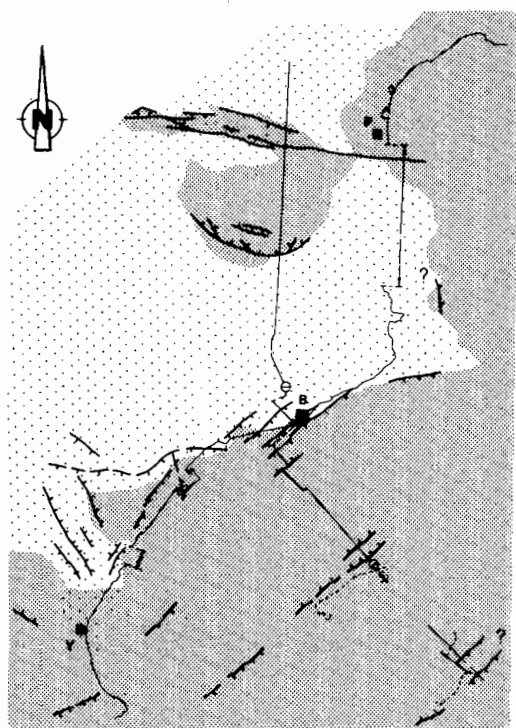
Figure 5. Gravity model of the studied cross-section. The observed Bouguer anomaly profile is a compilation of data from Casas *et al.* (1987) for the Iberian Peninsula, Morelli *et al.* (1975) for the offshore domain and IGME (1972) for Mallorca Island. The Bouguer anomaly has been calculated using the Talwani method (Talwani *et al.*, 1959) and the densities of each polygon are inferred from its lithology, taking into account the vertical variations induced by the compaction of sediments. Densities are in g/cm^3 .

tas muy subsidentes que, limitados por fallas normales, se dispusieron formando tres grandes sistemas diferentemente orientados (Fig. 6): **a**) un sistema E-W que transcurría por los Pirineos y que constituía la prolongación oriental del sistema de horsts y fosas del Golfo de Vizcaya (Puigdefàbregas y Souquet, 1986), **b**) un sistema NW-SE que, coincidiendo con la posición actual de la Cordillera Ibérica, separaba el dominio del Ebro del Macizo Hespérico en sentido estricto (Álvarez *et al.*, 1979), y **c**) un tercer sistema NE-SW a ENE-WSW que, situado a lo largo del surco de Valencia y del edificio bético-baleár, configuraba el margen noroeste del extremo occidental del Tetis (Roca, 1992).

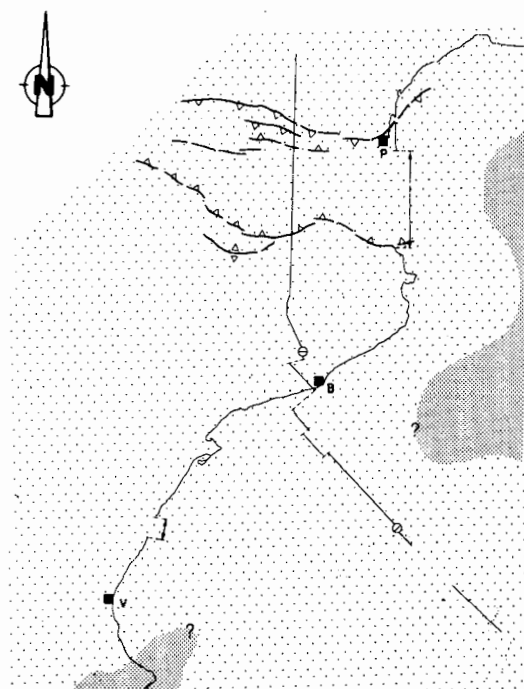
De acuerdo con esta deformación extensiva de la corteza superior, durante el Triásico superior y el Jurásico medio, extruyeron rocas volcánicas alcalinas (Ortí y Vaquer, 1980; Navidad y Álvaro, 1985; Lago *et al.*, 1988) que denotan una etapa de rifting generalizada.

La magnitud y el grado de desarrollo de todas estas manifestaciones extensivas no fue constante a lo largo del Mesozoico. En efecto, los análisis de subsidencia realizados y la edad tanto de las rocas magmáticas como de las principales deformaciones superficiales extensivas, permiten distinguir (Salas y Casas, 1993; Roca *et al.*, 1994): **a**) cuatro etapas de intensa estructuración extensi-

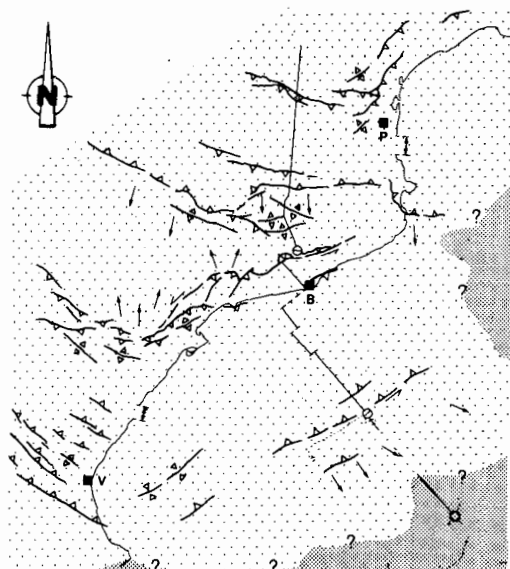
CRETÁCICO INFERIOR



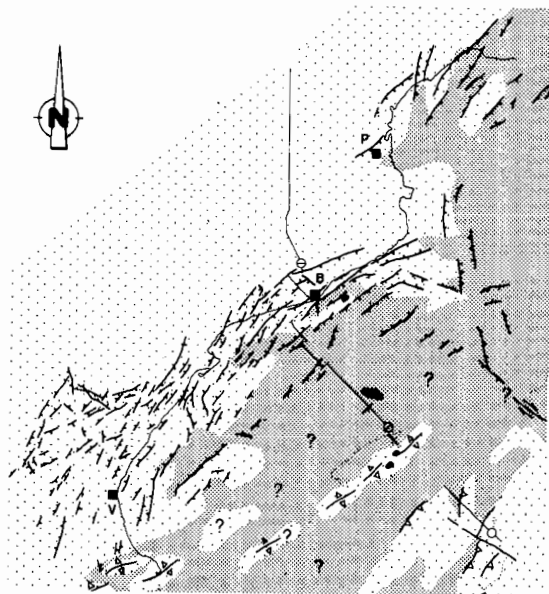
PALEOCENO SUPERIOR



OLIGOCENO INFERIOR

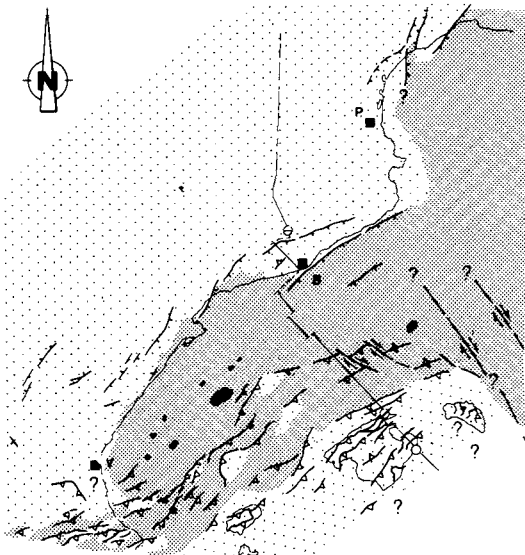


CATIENSE SUPERIOR - AQUITANIENSE



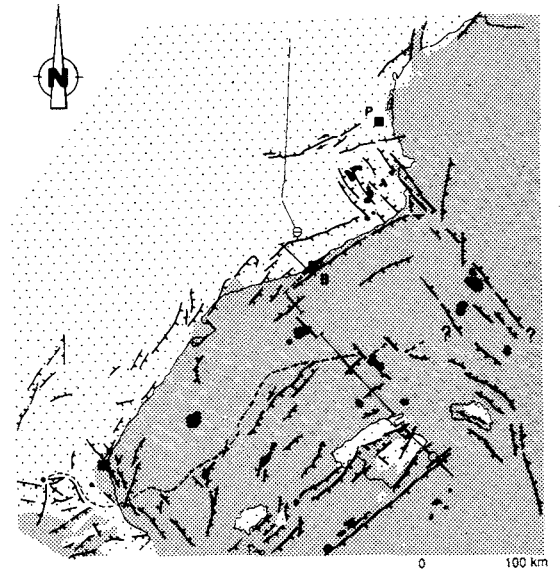
0 100 km

SERRAVALIENSE INFERIOR



- Fallas activas.
- Pliegues activos.
- Áreas emergidas.
- Áreas sumergidas.

TORTONIENSE



- Volcanismo: alcalino (Tortonense-Cuaternario) y calco-alcalino (Aquitaniense-Serravaliense inferior).
- Orientación paleocorrientes.
- Límite entre los dominios catalano-valenciano y bético-balear.

Figura 6. Reconstrucciones palinspásticas de la región de la Cuenca Catalano-Balear que muestran su evolución desde el Cretácico inferior hasta la actualidad (modificado de Roca *et al.*, 1990a y Roca, 1992). En los mapas se indican las principales fallas activas, las manifestaciones volcánicas reconocidas y la posición de las áreas emergidas y sumergidas. P- Perpinyà; B- Barcelona; V- València.

Figure 6. Palinspastic reconstructions of the Catalan-Balearic basin area showing its evolution from the Early Cretaceous to the present day (modified from Roca *et al.*, 1990a and Roca, 1992). The main active faults, recognized volcanic outcrops and the arrangement of emerged and submerged areas are indicated. P- Perpinyà; B- Barcelona; V- València.

va y fuerte subsidencia tectónica (Pérmico-Triásico inferior, Lías inferior, Carixiense-Toarciense y tránsito Jurásico medio-Cretácico inferior), y **b**) etapas con poca actividad tectónica, que, desarrolladas inmediatamente después de las etapas de rifting señaladas, estuvieron dominadas por una subsidencia generalizada de tipo térmico (subsidencia postrift).

Evolución cortical

La evolución cortical de la región de la Cuenca Catalano-Balear durante el Mesozoico viene caracterizada por un considerable adelgazamiento litosférico de magnitud similar o superior al producido durante la extensión oligocena superior-miocena media (Roca, 1992). Así, los análisis de subsidencia realizadas en la cubeta

del Maestrat (Salas, 1987; Salas y Casas, 1993) muestran, aplicando un modelo de extensión por cizalla pura, un factor de adelgazamiento mesozoico de 1.5, valor que no difiere mucho del deducido aplicando el mismo método en el conjunto de la cuenca neógena Catalano-Balear (1.58; Roca y Guimerà, 1992); y por lo que hace referencia al estiramiento, las fallas mesozoicas preservadas en el Desert de les Palmes (prov. de Castelló) muestran un factor de estiramiento superficial de 1.39 (Roca *et al.*, 1994), valor que también es comparable al calculado para la extensión neógena de la Cuenca Catalano-Balear (1.46; Roca y Guimerà, 1992).

De acuerdo con este considerable adelgazamiento mesozoico, el corte restituido de la Fig. 7 muestra que la parte central de la región de la Cuenca Catalano-Balear,

donde se acumulan más de 7 km. de sedimentos mesozoicos (Roca y Guimerà, 1992), presentaba un grosor de la corteza al final del Mesozoico de unos 12-17 km. Asumiendo que la corteza, previamente al Mesozoico, tenía el mismo grosor que el actual en el área indeformada de la Cuenca del Ebro (32 km; Banda, 1988; Roure *et al.*, 1989), este valor implica un adelgazamiento mesozoico de 1.9-2.7. Este adelgazamiento es similar o ligeramente superior al calculado en la parte central de la cuenca neógena Catalano-Balear a partir de análisis de subsidencia (1.97; Roca y Guimerà, 1992).

Interpretación geodinámica regional

Las etapas de rifting mesozoicas diferenciadas en la región de la Cuenca Catalano-Balear están directamente relacionadas con los estadios de apertura del Atlántico y Tetis (Sopeña *et al.*, 1988). Así, el rifting del tránsito Pérmico-Triásico inferior registra el inicio de la ruptura de la Pangea, el del Lías inferior es contemporáneo con el rifting cimмериense inferior del Atlántico, el del Carixiense-Toarciense inferior refleja la ruptura generalizada de la plataforma del Tetis occidental, y el del Jurásico medio-Cretácico inferior coincide con el inicio de la apertura del Atlántico central y la individualización de la placa africana.

Paleógeno

La evolución paleógena de la región de la Cuenca Catalano-Balear estuvo dominada por una situación compresiva generalizada que dio lugar a la inversión de la topografía mesozoica. Durante esta etapa, las cubetas mesozoicas se convirtieron en áreas emergidas sometidas a procesos erosivos, y las áreas emergidas mesozoicas, en áreas deprimidas donde se sedimentaron potentes sucesiones detríticas y evaporíticas.

Esta inversión del relieve se produjo principalmente a partir de la reactivación contractiva de las fallas que configuraban los márgenes de las antiguas cubetas mesozoicas. Consecuentemente, las cubetas mesozoicas se estructuraron en: **a)** una zona central emergida y deformada únicamente por pliegues de gran radio y fallas de salto decamétrico a hectométrico (surco de Valencia y partes centrales de la Cordillera Ibérica; Stoeckinger, 1976; Guimerà y Álvaro, 1990; Roca y Desegaulx, 1992), y **b)** unas áreas marginales donde se concentró gran parte de la deformación y se produjeron los levantamientos tectónicos más importantes (NW de Mallorca, Cadenas Costeras Catalanas, límite septentrional de la Zona de Enlace y márgenes de la Cordillera Ibérica).

Las características geométricas y cinemáticas de las estructuras desarrolladas en estas áreas marginales vino condicionada por la relación angular entre la orientación de las fallas mesozoicas y la dirección de compresión regional N-S (Guimerà y Álvaro, 1990). Así, cuando las fallas estaban orientadas perpendicularmente a esta dirección de compresión, se desarrollaron sistemas de pliegues y cabalgamientos E-W (por ej. Zona de Enlace; Guimerà, 1984), y cuando su orientación era más o menos oblicua, se generaron sistemas transpresivos formados por fallas direccionales y/o cabalgamientos con un importante componente direccional. Este componente sería dextro en las áreas previamente afectadas por fallas NW-SE (Cordillera Ibérica; Álvaro *et al.*, 1979) y sinistro en las afectadas por fallas NE-SW (Cadenas Costeras Catalanas y NW de Mallorca; Anadón *et al.*, 1985; Ramos-Guerrero *et al.*, 1989).

El desarrollo de esta etapa compresiva no fue isócrono en toda la región de la Cuenca Catalano-Balear, sino que fue progresivamente más moderna hacia el SW. Mientras la deformación contractiva paleógena se desarrolló en los Pirineos orientales entre el Cretácico superior y el Oligoceno medio (Vergés y Martínez, 1988), en las Cadenas Costeras Catalanas se produjo entre el Eoceno medio y el Oligoceno superior bajo (Anadón *et al.*, 1985), y finalmente, en el SE de la Cordillera Ibérica y en las Béticas orientales entre el Eoceno terminal y el Mioceno basal (Pierson d'Autrey, 1987; Roca, 1992).

Evolución cortical

El acortamiento y engrosamiento cortical generado por las estructuras contractivas paleógenas fue considerable en los Pirineos y Cordillera Ibérica, donde se han evaluado respectivamente, acortamientos de 147 km (Muñoz, 1992) y 35-40 km (Guimerà y Álvaro, 1990; Roca *et al.*, 1990a), y engrosamientos corticales del orden de un 187% -Pirineos- (Torné *et al.*, 1989) y de un 130% -Cordillera Ibérica- (Salas y Casas, 1993).

En contraste, en la Cuenca Catalano-Balear, las estructuras paleógenas reconocidas en superficie (Cadenas Costeras Catalanas) apuntan a que no se produjo un engrosamiento tectónico apreciable, ya que el acortamiento calculado a partir de éstas es de tan solo unos 4-6 km en dirección NW-SE (Llopis, 1947; López Blanco, 1994); valores que, no parece que puedan incrementarse mucho más, si tuviéramos en cuenta las estructuras contractivas paleógenas generadas al NW de Mallorca y en el margen catalán del surco de Valencia. Con estos acortamientos (<10%) puede considerarse que el grosor de la corteza no

varió substancialmente a lo largo del Paleógeno, y que, por lo tanto, el valor deducido para el estadio previo a la extensión oligoceno superior-burdigaliense en la restitución parcial del corte restituído de la Fig. 7 (13-18 km), es similar o ligeramente superior al que debió presentar al final de la extensión mesozoica (12-17 km).

Interpretación geodinámica regional

Esta evolución y estructuración se sitúan en un marco regional caracterizado por el movimiento convergente N-S entre el conjunto Iberia-Africa y Eurasia que, iniciado en el Cretácico superior, finalizó con la soldadura de estas dos placas entre el Oligoceno medio y el Mioceno medio (Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Riba y Jurado, 1992; Vergés, 1993). Esta convergencia habría generado la edificación de los Pirineos, a partir de la subducción de Iberia bajo Eurasia, y el desarrollo del resto de sistemas contractivos paleógenos de la mitad septentrional de Iberia.

En este marco, la región de la Cuenca Catalano-Balear muestra que la deformación paleógena de la parte septentrional de la placa ibérica habría migrado hacia el SW mediante la reactivación de las fallas mesozoicas que, en muchos sectores, presentarían un nivel de despegue basal situado a unos 12-15 km (Roca y Guimerà, 1992).

Oligoceno superior - Mioceno medio

Corresponde a la etapa en la que se estructuró la Cuenca Catalano-Balear como consecuencia del desarrollo simultáneo de: **a)** un sistema de rift en las partes centrales y nordoccidentales del área estudiada, y **b)** un cinturón de pliegues y cabalgamientos en las partes sudorientales del área. Así pues, la evolución oligocena superior-miocena media de la región de la Cuenca Catalano-Balear se caracterizó por la coexistencia en el tiempo, pero no en el espacio, de procesos de tipo compresivo y extensivo (Fontboté *et al.*, 1990; Roca y Desegaulx, 1992).

La diferente evolución temporal que presentan ambos procesos, permite distinguir dos períodos dentro de esta etapa oligocena superior-miocena media:

- *Oligoceno superior-Burdigaliense inferior*. Durante este periodo, la mayor parte de la región analizada fue sometida a una situación extensiva WNW-ESE a E-W que generó la Cuenca Catalano-Balear como resultado de: **a)** la formación de un sistema de horsts y fosas orientadas ENE-WSW a N-S a lo largo de las Cadenas

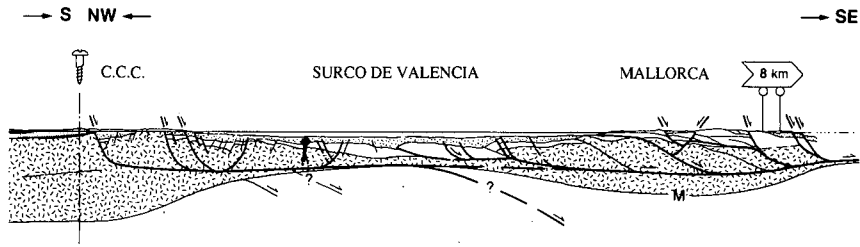
Costeras Catalanas y la parte SE de la Cordillera Ibérica, y **b)** el hundimiento de las áreas que, ocupadas por las antiguas cubetas mesozoicas del surco de Valencia, habían estado levantadas durante el Paleógeno. De acuerdo con esta inversión del relieve, las principales fallas activas durante este período coinciden con las principales fallas que limitaban las cubetas mesozoicas del surco de Valencia y que fueron invertidas durante el Paleógeno (Roca y Guimerà, 1992).

Dentro de este mismo período de tiempo, al SE del Promontorio Balear, se habrían emplazado los primeros cabalgamientos bético-baleares que, con clara vergencia hacia el NW, presentan asociados en sus partes frontales pliegues de la misma orientación (Darder, 1924; Sàbat *et al.*, 1988; Gelabert *et al.*, 1992).

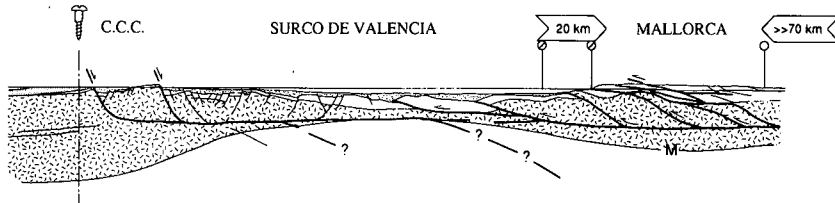
- *Burdigaliense superior-Serravaliense*. La propagación en secuencia *piggy back* de las láminas de cabalgamiento bético-baleares generó que materiales situados en posiciones cada vez más nordoccidentales fueran involucrados progresivamente en el edificio contractivo. Así, a partir del Burdigaliense quedaron involucrados en el edificio bético-balear áreas que habían sido afectadas previamente por los procesos extensivos que habían generado la Cuenca Catalano-Balear (SE del surco de Valencia y sectores NW del Promontorio Balear y de las Béticas orientales). Consecuentemente, los procesos extensivos quedaron progresivamente restringidos a las zonas más nordoccidentales de la región de la Cuenca Catalano-Balear, donde además tuvo lugar una acusada disminución de la actividad extensiva (Fontboté *et al.*, 1990). La mayoría de las fallas normales de salto hectométrico a decamétrico generadas previamente dejaron de funcionar de forma progresiva, de manera que, a partir del Langhiense, las únicas fallas que continuaron activas fueron las fallas kilométricas que cofiguran el margen nordoccidental de la Cuenca Catalano-Balear (fallas de Barcelona, Vallès-Penedès, el Camp, Baix Ebre y Amposta; García-Siñeriz *et al.*, 1979; Cabrera, 1981; Fleta *et al.*, 1991; Masana, 1991; Bartrina *et al.*, 1992).

El crecimiento y desplazamiento hacia el WNW del prisma orogénico bético-balear se realizó a partir del progresivo apilamiento de láminas de cabalgamiento imbricadas hacia el NW en dos sistemas que, separados por el nivel de despegue del Keuper, presentan diferentes características: **a)** un sistema inferior constituido por rocas del zócalo hercínico y del Triásico inferior-medio estructuradas generalmente en un conjunto de *horses* imbricados (Ramos-Guerrero *et al.*, 1989; Roca, 1992), y **b)** un sistema superior formado por rocas de edad post-triásica supe-

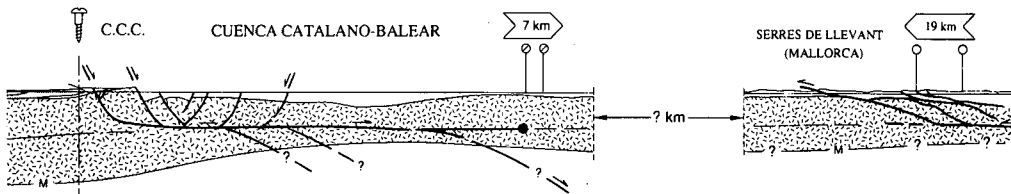
TORTONIENSE SUPERIOR -7 Ma-



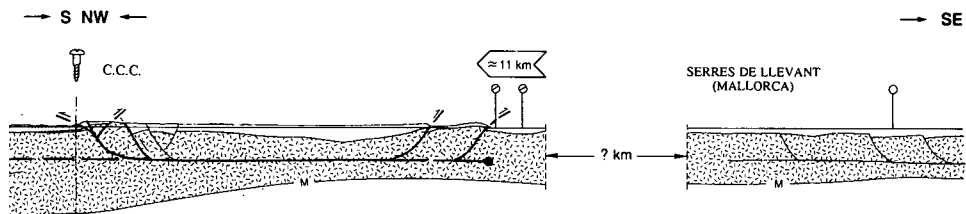
SERRAVALIENSE INFERIOR -14 Ma-



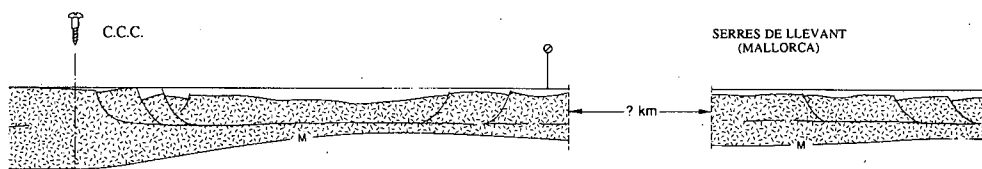
CATIENSE SUPERIOR - AQUITANIENSE -25 Ma-



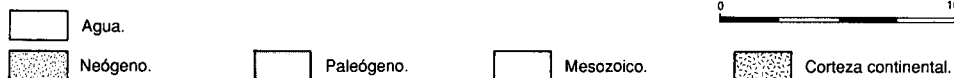
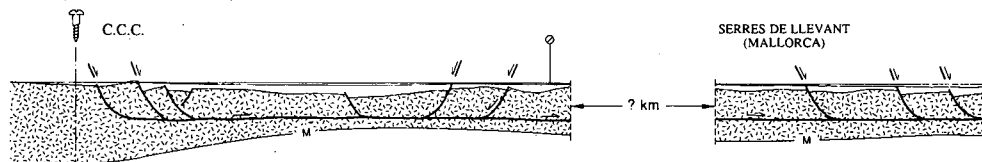
OLIGOCENO INFERIOR -34 Ma-



PALEOCENO SUPERIOR -56 Ma-



**CRETÁCICO INFERIOR -115 Ma-
(BARREMIENSE)**



rior que se estructuran en láminas de cabalgamiento imbricadas (Rangheard, 1984; Sàbat y Santanach, 1985; Sàbat *et al.*, 1988; Gelabert *et al.*, 1992; Roca, 1992; Ruig, 1992). Este apilamiento fue acompañado, en las zonas internas, por el desarrollo de fallas direccionales ENE-WSW a NE-SW con un desplazamiento dextro (Pomar *et al.*, 1983a; Ruig *et al.*, 1987; Roca y Vergés, 1989) que denotan un más que probable desplazamiento transpresivo dextro del prisma orogénico bético-balear.

Evolución cortical

La valoración del adelgazamiento y engrosamiento generados, respectivamente, por la etapa de rifting oligocena superior-burdigaliense inferior y la edificación del sistema de cabalgamientos bético-balear es muy difícil, ya que solo se dispone de un fragmento de todo el sistema de fallas generadas por cada proceso referido y, en el caso del edificio bético-balear, se desconoce la geometría del sistema en profundidad. No obstante, a partir de los datos disponibles, se han podido determinar unos valores mínimos para cada uno de estos dos procesos.

Así, a partir de la restitución geométrica al estadio indeformado de las estructuras extensivas oligocenas terminales-miocenas medias se ha calculado un estiramiento superficial NW-SE de unos 36 km (Roca y Guimerà, 1992). Este estiramiento, equivalente a un coeficiente de estiramiento de 1.2-1.3, conjuntamente con el estimado según una dirección perpendicular NE-SW (1.05-1.15), implica un adelgazamiento de la corteza superior de 1.4-1.5.

Si consideramos que el volumen de la corteza se mantiene constante y que los valores de adelgazamiento de la corteza superior e inferior son los mismos, este valor implica que, previamente a la extensión oligocena superior-burdigaliense, el grosor cortical en el centro del surco de Valencia era de unos 13-18 km (Fig. 7). Este espesor cortical indicaría que la corteza estaba ya parcialmente adelgazada con anterioridad al Oligoceno superior. No obstante, hay que destacar que este valor de adelgazamiento cortical calculado a partir de las estructuras superficiales, no concuerda con el deducido a partir del análisis de subsidencia de diferentes perfiles y po-

zos del surco de Valencia (Roca y Desegaulx, 1992; Watts y Torné, 1992a y b). Las subsidencias tectónicas interpretadas apuntan a que el adelgazamiento generado por el rifting oligoceno superior-burdigaliense sería mucho mayor ($b=1.4-4.5$), de tal manera que, anteriormente a este proceso, el espesor de la corteza del surco de Valencia habría sido el mismo que en el resto de la microplaca ibérica (32-34 km; Roure *et al.*, 1989).

El engrosamiento y acortamiento producidos por la edificación del sistema de cabalgamientos bético-balear aún es más difícil de evaluar. Sin embargo, a partir de las estructuras superficiales que involucran materiales de la cobertera post-triásica superior, puede deducirse que el acortamiento generado por la compresión bético-balear fue como mínimo de unos 105 km (60%). Este valor, es con toda seguridad muy inferior al real, ya que perfiles sísmicos recientemente disparados en Mallorca por C.N.W. Oil España y G.E.S.A. muestran que el número de láminas de cobertera involucradas en el edificio es muy superior al que pueda deducirse a partir de los datos de superficie. En cuanto al engrosamiento producido por los cabalgamientos, no se ha podido evaluar dado el gran desconocimiento que se tiene de la estructura contractiva del zócalo. Por ello, y a pesar que los pocos datos disponibles muestran que el zócalo hercínico se encuentra engrosado por un complejo sistema de láminas imbricadas (Bourrouilh, 1983; Roca, 1992), en el corte de la Fig. 4 se ha conservado el grosor de la corteza.

Este engrosamiento del edificio bético-balear, producido durante el Mioceno inferior y medio, daría lugar a una progresiva flexión del sustrato de la Cuenca Catalano-Balear hacia el SE, de manera que esta cuenca pasaría a comportarse como una cuenca de antepaís del edificio bético-balear (Roca y Desegaulx, 1992). Así, la Cuenca Catalano-Balear sería una cuenca de rift que habría evolucionado a lo largo del Mioceno inferior-medio a cuenca de antepaís del edificio bético-balear.

Interpretación geodinámica regional

La restitución de las diferentes unidades geoestructurales del Mediterráneo occidental a su posición en el

← Figura 7. Restituciones parciales del corte A-B en el Barremiense, Paleoceno superior, Oligoceno inferior, Catiense superior-Aquitaniense, Serravaliense inferior y Tortoniense superior (modificado de Roca *et al.*, 1990a y Roca, 1992). Las flechas indican los desplazamientos horizontales que han tenido los diversos puntos de referencia desde la restitución inmediatamente más antigua. Ver situación del corte en las Figs. 2 y 4. C.C.C. Cadenas Costeras Catalanas; M- Moho.

Figure 7. Restored versions of the A-B cross-section (see location in Figs. 2 and 4) in Barremian, Late Palaeocene, Early Oligocene, late Catian-Aquitanian, early Serravallian and late Tortonian times (modified from Roca *et al.*, 1990a and Roca, 1992). Arrows indicate the horizontal displacement of the reference points from the former restitution. C.C.C. Catalan Coastal Ranges; M- Moho.

Oligoceno terminal-Aquitaniense (Martí *et al.*, 1992; Ziegler, 1992; Maillard y Mauffret, 1993) pone de manifiesto que la evolución geodinámica del Mediterráneo occidental, durante este período, vino caracterizada por: **a)** el desarrollo de un sistema de rift NE-SW, que, dispuesto paralelamente al límite convergente entre las placas ibero-euroasiática y africana, separaba unas áreas nordoccidentales poco deformadas de unas áreas sudorientales intensamente deformadas tanto por estructuras contractivas (Cabillas y SE del Promontorio Balear) como extensivas (Bloque Corso-sardo); y **b)** la emisión de numerosas manifestaciones volcánicas calcoalcalinas que, con unas características muy similares a las que pre-

sentan las desarrolladas en áreas afectadas por zonas de subducción (Bellon *et al.*, 1977; Coulon, 1977; Beccaluva *et al.*, 1985; Savelli, 1988), tuvieron lugar preferentemente a lo largo de las partes más sudorientales del sistema de rift.

Estas características apuntan que la evolución geodinámica del Mediterráneo occidental durante este período estuvo regida por la subducción de Africa bajo el conjunto Iberia-Eurasia (Fig. 8), de tal manera que las cuencas extensivas Catalano-Balear y Liguro-Provenzal corresponderían a cuencas de retroarco (*backarc*) de tipo mediterráneo (según definición de Horvarth *et al.*, 1981),

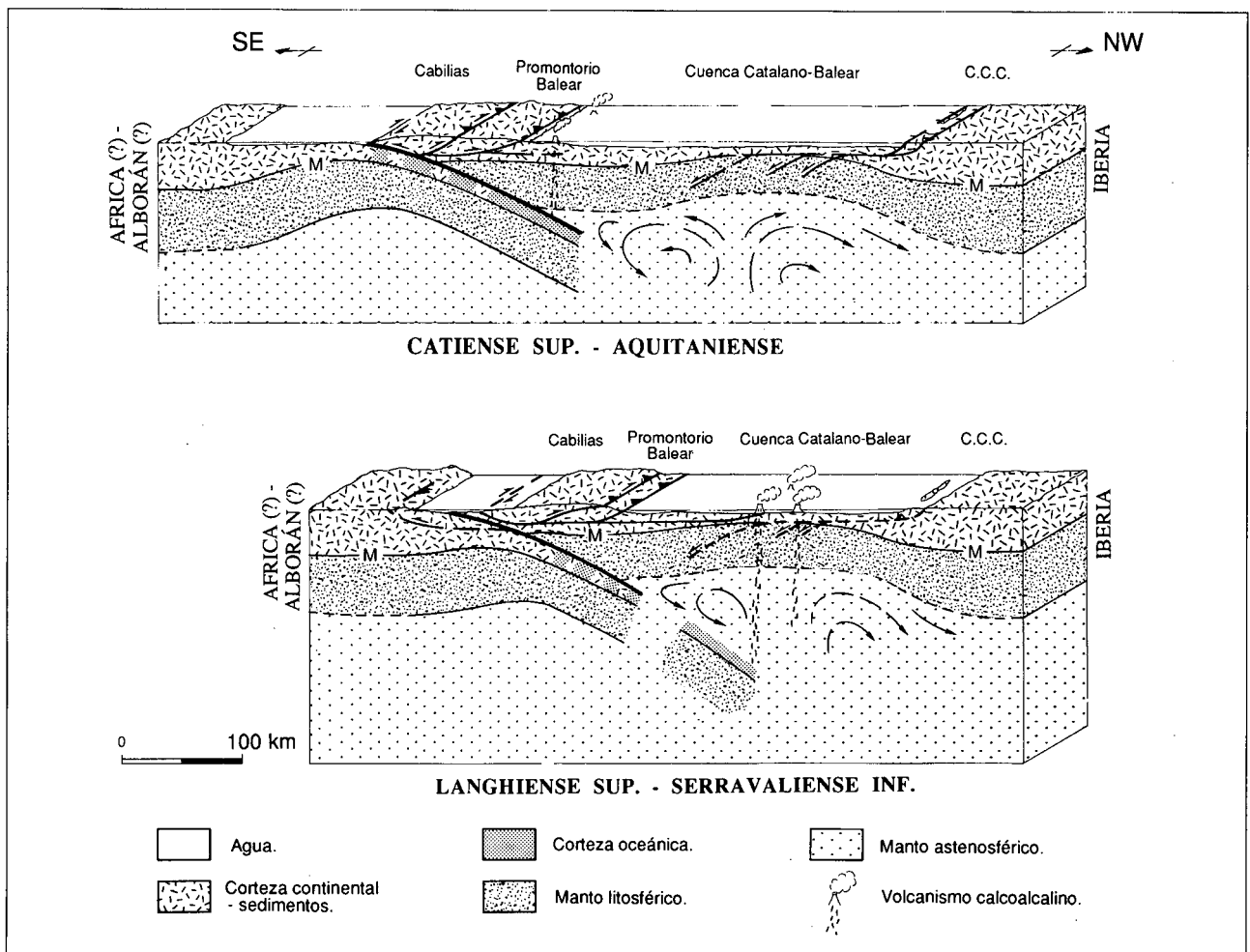


Figura 8. Modelo evolutivo de la Cuenca Catalano-Balear durante el Oligoceno superior-Mioceno medio (Langhiense) según un mecanismo de subducción de la placa africana o del dominio de Alborán bajo la ibérica. M- Moho.

Figure 8. Evolution of the Catalan-Balear Basin during the Late Oligocene-Middle Miocene (Langhian) in a model where the African plate or Alboran domain subducts under Iberia. In this model the Catalan-Balearic Basin corresponds to a back-arc basin thrust, in its SE parts, by a backthrust system generated as a result of two plate collision. M- Moho.

y el conjunto formado por el Bloque Corso-sardo, las Cabillas y el Promontorio Balear al arco externo que separaría las cuencas de retroarco de la placa africana. En concordancia con este modelo, estarían los datos de tomografía obtenidos por Spakman (1986), que muestran que la convergencia cenozoica a nivel de placas se realizó, en el Mediterráneo occidental, mediante una subducción de la placa africana bajo la ibero-euroasiática.

Dentro de este modelo, uno de los problemas planteados, es el papel que jugarían las unidades corticales que configuran el denominado dominio de Alborán. En efecto, situadas entre África e Iberia y desplazadas más de 250 km hacia el W (Balanyá, 1991), se desconoce si estas áreas formaban parte de una placa u otra, o bien constituían por sí solas un dominio cortical individualizado. En consecuencia, en el ámbito de la región de la Cuenca Catalano-Balear, no se sabe si la placa que subducía al SE del Promontorio Balear era la placa africana propiamente dicha o bien elementos corticales del dominio de Alborán.

Aplicando este modelo geodinámico (Fig. 7), la evolución oligocena superior-miocena media de la región de la Cuenca Catalano-Balear estaría regida por la subducción hacia el NW de África (?) bajo Iberia, la cual, situada al SE del Promontorio Balear, generaría: **a)** La formación de una cuenca de retroarco (Cuenca Catalano-Balear) y de un sistema de cabalgamientos en la zona adyacente a la zona de subducción (edificio bético-balear), y **b)** rocas volcánicas de carácter calcoalcalino que extruirían cerca de la zona de subducción.

Esta subducción, que a lo largo del Mioceno inferior y medio produciría un desplazamiento continuado del vulcanismo calcoalcalino hacia el NW y el crecimiento del edificio bético-balear, finalizaría en el Langhiense superior-Serravaliense inferior (Pomar *et al.*, 1983b; Ramos-Guerrero *et al.*, 1989; Roca, 1992; Martí *et al.*, 1992). En este momento, la colisión entre las placas ibérica y la que subducía (África o Alborán ?) daría lugar al desarrollo de la mayor parte de las estructuras contractivas de la región sudoriental de la Cuenca Catalano-Balear (surco de Valencia, Prebético de Alicante, Ibiza y sectores NE de Mallorca).

Respecto al sentido de desplazamiento de la placa que subducía bajo Iberia, la presencia en el interior del edificio bético-balear de fallas direccionales dexas orientadas paralelamente al límite entre ambas placas (Ruig *et al.*, 1987; Roca y Vergés, 1989; Ruig, 1992), sugiere que el desplazamiento de la placa que subducía no fue com-

pletamente perpendicular al límite de placas sino que presentó un importante componente direccional dextro.

Mioceno medio - Cuaternario

Iniciada en las partes nordorientales de la cuenca (Mallorca) en el Serravaliense medio y en las partes sudoccidentales (Béticas orientales) en el Tortoniense inferior, esta etapa se caracteriza por el establecimiento de una situación extensiva generalizada a nivel de toda la Cuenca Catalano-Balear (Fontboté *et al.*, 1989; Roca, 1992; Benedicto *et al.*, 1993). Esta situación extensiva viene registrada por la extrusión de rocas volcánicas alcalinas y por una estructuración extensiva generalizada de la corteza superior.

En función de la magnitud y características de los procesos extensivos, dentro del área analizada pueden diferenciarse tres sectores:

- El dominio catalano-valenciano, en el que si bien perduran las condiciones extensivas, se va produciendo una marcada atenuación de la tectónica extensiva del sistema de fallas ENE-WSW a N-S que generaron la Cuenca Catalano-Balear (Fontboté *et al.*, 1990).
- El dominio bético-balear, que, situado al SE del anterior, se caracteriza por el colapso extensivo del edificio de cabalgamientos bético-balear a partir de la reactivación en movimiento normal de todo el sistema de cabalgamientos formados durante el Oligoceno superior-Mioceno medio (Roca y Desegaulx, 1992). Esta tectónica extensiva da lugar a la formación de un sistema de horsts y fosas orientados ENE-WSW que individualizan el Promontorio Balear y hundien gran parte de las áreas estructuradas contractivamente durante el Oligoceno superior-Mioceno medio.
- La zona de fractura NW-SE que, desde el Empordà hasta Menorca, separa las cuencas Catalano-Balear y Liguro-Provenzal y muestra una fuerte actividad tectónica durante este período. Esta actividad queda reflejada por: **a)** la formación de fosas NW-SE en su extremo nordoccidental (l'Empordà y la Selva; Agustí *et al.*, 1990; Fleta y Escuer, 1991), **b)** la actividad extensiva de fallas orientadas NW-SE tanto en Menorca como en su margen nordoriental (Bourrouilh, 1983; Cavaller, com. pers.) y **c)** la aparición de numerosos edificios volcánicos a lo largo de las diferentes fallas NW-SE que integran esta zona de fractura (Mauffret, 1976; Sans, 1991).

Evolución cortical

La extensión a nivel de corteza superior que genera todo este conjunto de estructuras es muy baja. Así, en el corte de la Fig. 4 se ha evaluado un estiramiento superficial, perpendicular a las fallas normales ENE-WSW a NE-SW post-mioceno medias, de unos 8 km (3%). Si asumimos que el volumen de la corteza se mantiene constante y conservamos estos valores de estiramiento en la corteza inferior, resulta que la estructuración miocena media-cuaternaria no ha producido variaciones substanciales de la morfología de la Moho, esto es, no ha generado un adelgazamiento cortical apreciable.

Ahora bien, las características evolutivas del magmatismo alcalino mioceno superior-cuaternario y análisis de subsidencia realizados en el surco de Valencia (Martí *et al.*, 1992), muestran, en cambio, que el grosor del manto litosférico y de la corteza inferior se han reducido considerablemente (>20 km; Janssen *et al.*, 1993). Este reciente adelgazamiento subcortical, también inferido a partir de modelizaciones bidimensionales que simulan el comportamiento térmico y mecánico de la litosfera del surco de Valencia (Janssen *et al.*, 1993), parece que ha sido máximo en el límite Mioceno-Plioceno y que desde entonces se ha ido incrementando progresivamente (Martí *et al.*, 1992).

Interpretación geodinámica regional

La evolución miocena media-cuaternaria de la Cuenca Catalano-Balear es el resultado de la superposición de dos procesos geodinámicos diferentes: uno asociado a la progresiva atenuación de la subsidencia tectónica del surco de Valencia y a la actividad tectónica extensiva de las fallas marginales del dominio catalano-valenciano, y el otro ligado al colapso del edificio bético-balear.

Parece claro que el primero de estos dos procesos corresponde a la evolución post-rift de la etapa de rifting oligoceno superior-miocena inferior que generó las cuencas Catalano-Balear y Liguro-Provenzal. En efecto, las curvas de subsidencia obtenidas en el dominio catalano-valenciano (Roca *et al.*, 1990b; Watts *et al.*, 1990; Roca y Desegaulx, 1992) y en la Cuenca Liguro-Provenzal (Bessis, 1986; Bessis y Burrus, 1986), son similares con las de la mayoría de rifts en su etapa de relajación térmica. Y por lo que hace referencia a la restricción de la actividad tectónica extensiva a las fallas más marginales del sistema, este es un hecho habitual en los estadios post-rift de las cuencas extensivas (Badley *et*

al., 1988; Weissel y Karner, 1989), donde la subsidencia diferencial entre la misma cuenca y las áreas que la limitan (*shoulders*) genera el movimiento de las fallas que separan estos dos sectores.

Asociada a esta evolución post-rift, y, especialmente, a partir del límite Mioceno-Plioceno, el manto litosférico se adelgazaría considerablemente dando lugar al desarrollo de un importante vulcanismo alcalino y al incremento de la subsidencia tectónica en las áreas más centrales de las cuencas.

En contraste, el proceso geodinámico que ha generado el colapso del edificio bético-balear no es ni mucho menos claro. Aunque todos los autores concuerdan en aceptar que existe un estrecha relación entre la apertura de la Cuenca Argelina o de Alborán y el colapso del edificio bético-balear, hasta la actualidad no hay acuerdo sobre el origen de este proceso geodinámico. Mientras para algunos autores viene generado por el simple colapso gravitatorio del edificio contractivo (Dewey, 1988; Doblas y Oyarzun, 1989; Platt y Vissers, 1989), para otros, el colapso y formación de las cuencas citadas es debido a: **a)** el desplazamiento hacia el W de las zonas internas del edificio bético-balear a partir de procesos de expulsión lateral de bloques corticales (Andrieux *et al.*, 1971; Leblanc y Oliver, 1984; Boccaletti *et al.*, 1987; Sanz de Galdeano, 1990), **b)** por una migración hacia el S y W de la subducción de África bajo Europa que crearía una cuenca marginal en las áreas previamente engrosadas por los cabalgamientos (Boccaletti y Guazzone, 1974; Roca *et al.*, 1990a; García-Dueñas *et al.*, 1992), o **c)** por movimientos diapíricos del manto (Weijermars, 1985; Doblas y Oyarzun, 1989).

CONSIDERACIONES GENERALES

1. La evolución geodinámica de la región de la Cuenca Catalano-Balear ha sido muy compleja desde la finalización de la orogenia hercínica (Fig. 9) y en ella pueden distinguirse tres grandes etapas: **a)** una etapa mesozoica en la que la región estuvo sometida a una situación geodinámica extensiva que generó amplias cuencas y un vulcanismo alcalino; **b)** una etapa paleógena con predominio de procesos compresivos que dieron lugar a edificios integrados por pliegues, cabalgamientos y fallas direccionales; y **c)** una última etapa oligocena superior-neógena, muy compleja, que se caracteriza por la creación de la Cuenca Catalano-Balear a partir de procesos geodinámicos tanto de carácter extensivo (rifting oligoceno supe-

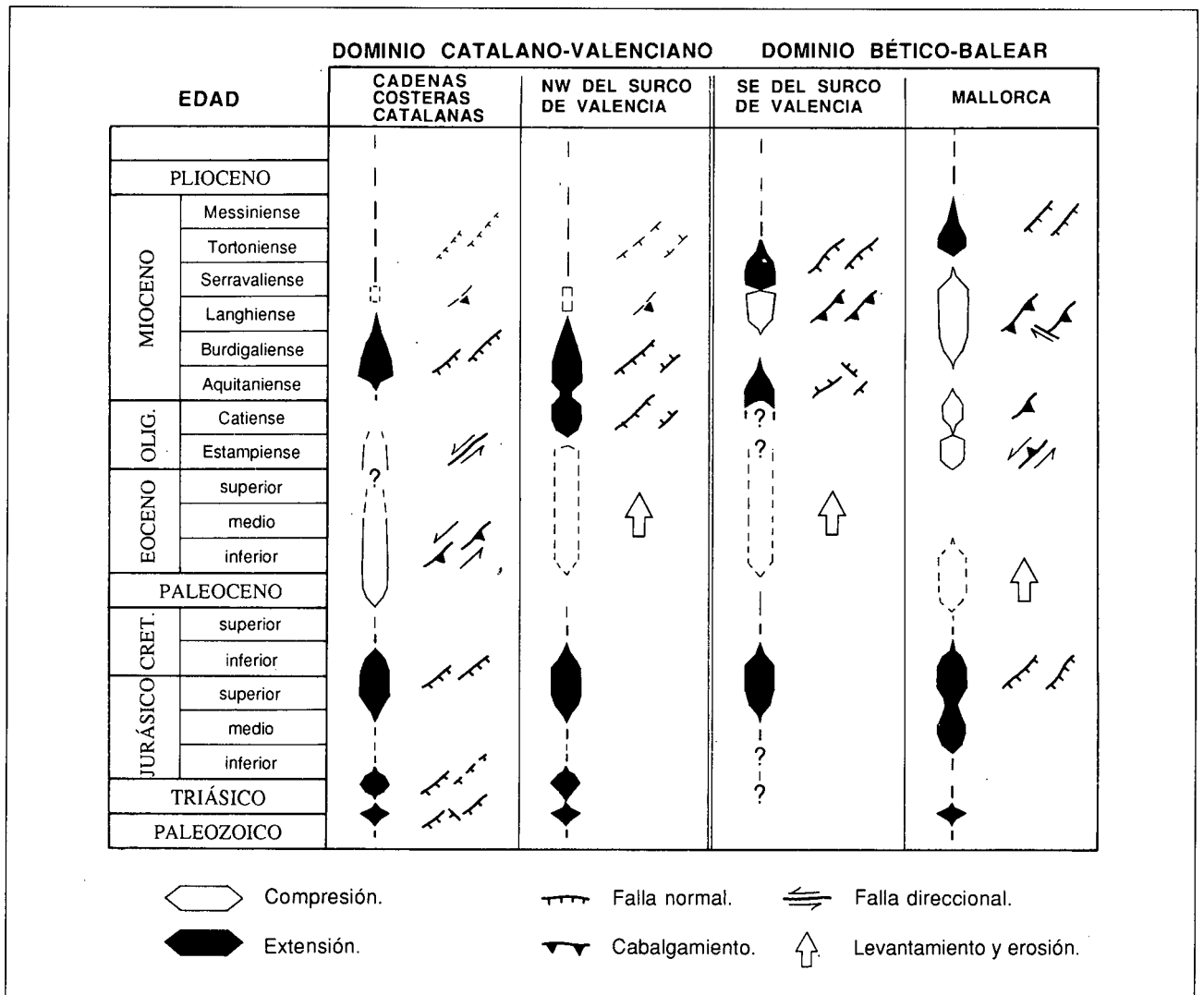


Figura 9. Correlación entre la evolución tectónica reconocida en las Cadenas Costeras Catalanas, Mallorca y las áreas NW y SE del surco de Valencia. En cada uno de estos sectores se han indicado las diferentes situaciones tectónicas y principales tipos de estructuras que se han sucedido desde el Paleozoico hasta la actualidad.

Figure 9. Correlation chart comparing the post-Hercynian tectonic evolution of the Catalan Coastal Range, Mallorca and the NW and SE Valencia trough areas. In each differentiated sector, the time evolution of the recognized tectonic situations as well as their related structures are shown.

rior-mioceno inferior del dominio catalano-valenciano y colapso mioceno medio-cuaternario del edificio bético-balear) como compresivo (edificación del sistema de cabalgamientos del dominio bético-balear durante el Oligoceno superior-Mioceno medio). Reflejando esta complejidad geodinámica, en esta última etapa, se desarrolla un importante vulcanismo, primero, de tipo calcoalcalino (Mioceno inferior-medio) y después de tipo alcalino (Mioceno medio-Cuaternario).

- La estructura resultante de la evolución cenozoica en la que se han sucedido situaciones compresivas y extensivas, ha estado fuertemente condicionada por la estructura mesozoica. A excepción quizás de algunas estructuras del edificio bético-balear, la mayoría de las estructuras activas durante el Cenozoico resultan de la reactivación de antiguas fallas mesozoicas.

Esta situación es clara en el dominio catalano-valenciano, en el que, si bien no se observan directamente

muchas fallas mesozoicas reactivadas, se constata que la deformación y las principales estructuras contractivas paleógenas y extensivas neógenas se han desarrollado habitualmente en los márgenes de las antiguas cubetas mesozoicas. En estas bandas de deformación (Cadenas Costeras Catalanas, por ejemplo), las características cinemáticas y dinámicas de las estructuras cenozoicas resultantes de la reactivación de las fallas mesozoicas que configuraban estos márgenes, han estado controladas por la orientación que éstas presentaban respecto al campo de esfuerzos imperante en cada período. Así, durante la compresión paleógena, en los márgenes mesozoicos orientados oblicuamente a la dirección de compresión N-S se edificaron sistemas transpresivos (Cordillera Ibérica, Cadenas Costeras Catalanas, NW de Mallorca) y en los márgenes dispuestos perpendicularmente a esta dirección se formaron haces de pliegues y cabalgamientos orientados E-W (Pirineos, Zona de Enlace, Cameros). Posteriormente, durante la extensión neógena NW-SE, los márgenes E-W y NW-SE se mantuvieron inactivos y los NE-SW fueron reactivados de nuevo en sentido extensivo, de manera que las fallas mesozoicas volvieron a jugar como fallas normales.

Por su parte, en el dominio bético-balear, la intensa deformación contractiva neógena impide reconocer la estructura mesozoica del área y, por lo tanto evaluar el papel que han podido jugar éstas en la estructuración cenozoica del dominio. No obstante, las diferencias en la estratigrafía del Mesozoico observadas entre láminas de cabalgamiento contiguas y la idéntica orientación que presentan las estructuras neógenas y las pocas fallas mesozoicas reconocidas (ver por ej. Gelibert *et al.*, 1992; Ruig, 1992), parecen apuntar, tal como proponen la mayoría de los autores que han trabajado en el área (García-Hernández *et al.*, 1980; Martínez del Olmo *et al.*, 1986; Vera, 1988), que algunos de los principales cabalgamientos podrían resultar de la reactivación de antiguas fallas normales mesozoicas.

3. La restitución del grosor cortical que se ha calculado para cada etapa a partir de las estructuras superficiales y conservando el volumen de la corteza, muestra que el adelgazamiento que presenta actualmente la corteza de la Cuenca Catalano-Balear podría ser en gran parte heredado del Mesozoico (Fig. 7). Según las restituciones realizadas en la sección cortical que va desde la Cuenca del Ebro hasta Mallorca (Fig. 4), el espesor cortical que presenta el surco de Valencia es el resultado principalmente de las etapas extensivas

neógena y mesozoica, las cuales generaron respectivamente un adelgazamiento con valores de 1.4-1.5 (30-35%) y 1.6-1.7 (35-40%). Los engrosamientos generados por las compresiones paleógena y bético-balear evaluados sobre el mismo corte, aunque también han influido en la estructura cortical del área, presentan valores muy bajos en el interior del surco de Valencia (<10%), de manera que pueden considerarse poco importantes respecto a los procesos de adelgazamiento reseñados.

4. La ascensión astenosférica que se constata bajo la Cuenca Catalano-Balear (Marillier y Mueller, 1985; Suhadolc y Panza, 1988) parece ser que se ha desarrollado principalmente con posterioridad a la etapa de rifting que generó la Cuenca Catalano-Balear. En efecto, mientras la etapa de rifting es de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior, las manifestaciones volcánicas alcalinas que denotan una extensión subcortical con gran probabilidad asociada a una ascensión astenosférica (Martí *et al.*, 1992), son, en cambio, de edad Mioceno superior-Cuaternario. La ausencia de rocas alcalinas pre-miocenas superiores no excluye que la ascensión astenosférica se iniciara anteriormente durante la etapa de rifting, únicamente pone de manifiesto que ésta ha seguido desarrollándose con posterioridad a la estructuración extensiva de la cuenca.

CONCLUSIONES

De los datos expuestos se deduce que la evolución post-hercínica del área de la Cuenca Catalano-Balear puede subdividirse en 5 grandes etapas, el tránsito entre las cuales, generalmente, se inició en las partes nordo-orientales del área y fue migrando progresivamente hacia el SW.

- *Pérmico-Cretácico superior*. Relacionada con la apertura del Atlántico y Tetis, durante este período el área de la Cuenca Catalano-Balear fue sometida a una situación extensiva que dio lugar a: un adelgazamiento cortical notable (>35%), un vulcanismo alcalino triásico superior y jurásico medio, y la formación de un conjunto de cubetas y umbrales limitados por fallas normales NE-SW y WNW-ESE.
- *Cretácico superior-Oligoceno superior*. Durante este período, la parte oriental de Iberia fue afectada por un régimen compresivo inducido por la colisión entre las placas ibérica y euroasiática. Este nuevo régimen ge-

neró el levantamiento de las cubetas mesozoicas como resultado de la inversión tectónica de las fallas extensionales que las limitaban. Las fallas orientadas perpendicularmente a la dirección de compresión N-S se reactivaron como cabalgamientos (por ej. Pirineos y Zona de Enlace), y las dispuestas oblicuamente se removilizaron con un importante componente direccional (por ej. Cadenas Costeras Catalanas y Cordillera Ibérica).

— *Oligoceno superior-Mioceno inferior*. En relación con la apertura de la Cuenca Liguro-Provenzal, el NE de Iberia fue sometido de nuevo a un régimen extensivo que originó la cuenca de retroarco Catalano-Balear como resultado del hundimiento y adelgazamiento de las áreas levantadas durante el Paleógeno, y del desarrollo de un sistema de horsts y fosas a lo largo del dominio catalano-valenciano. Sincrónicamente, al SE de la posición actual de las islas Baleares, se inició el emplazamiento hacia el NW de las primeros cabalgamientos béticos y extruyeron rocas volcánicas calcoalcalinas, procesos que parecen indicar el inicio de la subducción de Africa bajo Iberia.

— *Mioceno inferior alto-Mioceno medio (Langhiense)*. La Cuenca Catalano-Balear pasó de ser una cuenca extensiva a una cuenca de antepaís del orógeno bético-balear. Durante este período, mientras la actividad extensiva se fue atenuando en el dominio catalano-valenciano, la litosfera fue flexurada hacia el SE sincrónicamente con el progresivo apilamiento de láminas de cabalgamientos béticos. Estos cabalgamientos incorporaron progresivamente las partes más sudorientales de la cuenca de antepaís, de manera que en la actualidad la mayor parte de ésta se encuentra involucrada dentro del edificio compresivo bético-balear. La propagación hacia el NW del frente de cabalgamientos fue acompañada por una migración en el mismo sentido de la actividad magmática calcoalcalina que pasó a desarrollarse preferentemente a lo largo del eje del surco de Valencia, migración que puede relacionarse con la continuación de la subducción de Africa bajo Iberia.

— *Mioceno medio (Serravaliense)-Cuaternario*. Corresponde a un período de relativa calma tectónica. A excepción de la zona de fractura NW-SE que separa las cuencas Catalano-Balear y Liguro-Provenzal, donde hay una fuerte actividad extensiva que crea nuevas fosas NW-SE, en el dominio catalano-valenciano continúa la atenuación de la actividad

tectónica extensiva. En el dominio bético-balear, la compresión bética es substituida por un régimen extensivo que, relacionado con la apertura de la Cuenca Argelina, da lugar al colapso del edificio de cabalgamientos. De acuerdo con la finalización de la actividad contractiva en la Cuenca Catalano-Balear, el vulcanismo calcoalcalino pasa a ser substituido por uno de tipo alcalino que parece señalar una ascensión astenosférica.

AGRADECIMIENTOS

En este artículo se describen resultados de la tesis doctoral elaborada por el autor entre los años 1987-1992 en la Universidad de Barcelona. Estos resultados expresan parte de las conclusiones de la comunicación "Cenozoic crustal evolution of eastern Iberian plate: a cross-section from the Pyrenees to the Mallorca island" de E. Roca, F. Sàbat, J. Vergés, J. Guimerà y J. A. Muñoz que se presentó en el congreso "The Valencia Trough: Geology and Geophysics" celebrado en Mallorca en 1990.

Las sugerencias y comentarios científicos de P. Santanach, J. Vergés y L. Cabrera han contribuido a mejorar este trabajo. La investigación necesaria para desarrollar este trabajo ha sido financiado por los proyectos CICYT GEO89-0831 y PB91-0252 y con el soporte del Comissionat per Universitats i recerca de la Generalitat de Catalunya, Grup de qualitat GRQ94-1048.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUSTÍ, J., DOMÈNECH, R., JULIÀ, R. y MARTINELL, J., 1990: Evolution of the Neogene basin of Empordà (NE Spain). In: J. Agustí, R. Domènech, R. Julià y J. Martinell eds.: *Iberian Neogene basins. Field Guidebook. Paleont. Evol. (Mem. especial)*, 2: 251-267.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R., 1979: Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- ANADÓN, P., CABRERA, L.I., GUIMERÀ, J. y SANTANACH, P., 1985: Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin margins. In: K. Biddle y N. Christie-Blick eds.: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. and Mineral.*, 37: 303-318.
- ANDRIEUX, J., FONTBOTÉ, J. M. y MATTAUER, M., 1971: Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12: 191-198.
- BADLEY, M. E., PRICE, J. D., RAMBECH-DAHL, C. y AGDESTAIN, T., 1988: The structural evolution of the northern Viking Graben and its bearing upon extensional modes of basin formation. *Jour. Geol. Soc. London*, 145: 455-472.
- BALANYÀ, J. C., 1991: *Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis doctoral, Universidad de Granada. 210 p.
- BANDA, E., 1988: Crustal parameters in the Iberian Peninsula. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51: 222-225.
- BANDA, E. y SANTANACH, P., 1992a (eds): Geology and geophysics of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 1-361.
- BANDA, E. y SANTANACH, P., 1992b: The Valencia trough (western Mediterranean): an overview. *Tectonophysics*, 208: 183-202.

- BANDA, E., ANSORGE, J., BOLOIX, M. y CÓRDOBA, D., 1980: Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Letters*, 49: 219-230.
- BARTRINA, M. T., CABRERA, L., JURADO, M. J., GUIMERÀ, J. y ROCA, E., 1992: Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 219-247.
- BECCALUVA, L., CIVETTA, L., MACCIOTTA, G. y RICCI, C. A., 1985: Geochronology in Sardinia: results and problems. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 40: 57-72.
- BELLON, H., COULON, Ch. y EDEL, J. B., 1977: Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléomagnétiques. *Bull. Soc. géol. France*, XIX: 825-831.
- BENEDICTO, A., RAMOS-GUERRERO, E., CASAS, A., SÀBAT, F. y BARÓN, A., 1993: Evolución tectonosedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 167-176.
- BESSIS, F., 1986: Some remarks on the study of subsidence of sedimentary basins. Application to the Gulf of Lions margin (Western Mediterranean). *Mar. Petrol. Geol.*, 3: 37-63.
- BESSIS, F. y BURRUS, J., 1986: Étude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 10: 123-141.
- BOCCALETTI, M. y GUAZZONE, G., 1974: Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. *Nature*, 252: 18-21.
- BOCCALETTI, M., PAPANI, G., GELATI, R., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., LÓPEZ-GARRIDO, A. C. y SANZ DE GALDEANO, C., 1987: Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. In: M. Boccaletti y G. Papani eds.: *Brittle deformation analysis in neotectonics. Acta Nat. "Ateneo Parmense"*, 23: 179-200.
- BOURROUILH, R., 1983: Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del noreste de Mallorca (Balears). La terminación nororiental de las Cordilleras Béticas en el Mediterráneo occidental. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 99: 672 p.
- BURRUS, J., 1984: Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-western Mediterranean). *Mar. Geol.*, 55: 247-269.
- 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.
- CASAS, A., TORNÉ, M. y BANDA, E., 1987: *Mapa gravimètric de Catalunya 1:500.000*. Barcelona. Servei Geològic de Catalunya, I.C.C. 135 p.
- CHOUKROUNE, P. y ECORS Team, 1989: The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8: 23-39.
- CLAVELL, E. y BERÁSTEGUI, X., 1991: Petroleum geology of the Gulf of Valencia. In: A. M. Spencer ed.: *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons*. pp. 355-368. Oxford. Oxford Univ.
- COULON, Ch., 1977: *La province calco-alcaline cénozoïque de Sardaigne. Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique*. Thèse de doctorat d'état, Université de Marseille. 385 p.
- DAHLSTROM, C. D. A., 1969: Balanced cross sections. *Can. Jour. Earth Sci.*, 6: 743-757.
- DAÑOBEITIA, J. J., ARGUEDAS, M., GALLART, J., BANDA, E. y MAKRIS, J., 1992: Deep crustal configuration of the Valencia trough and its Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection seismic profiling. *Tectonophysics*, 203: 37-55.
- DARDER, B., 1924: Sur l'âge des phénomènes de charriage de l'île de Majorque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 178: 503-505.
- DEWEY, J. F., 1988: Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- DEWEY, J. F., HELMAN, M. L., TURCO, E., HUTTON, D. H. W. y KNOTT, S. D., 1989: Kinematics of the western Mediterranean. In: M. P. Coward, D. Dietrich y R. G. Park eds.: *Alpine Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 45: 265-283.
- DOBLAS, M. y OYARZUN, R., 1989: Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17: 430-433.
- DOBLAS, M. y OYARZUN, R., 1990: The late Oligocene-Miocene opening of the North Balearic Sea (Valencia basin, western Mediterranean): A working hypothesis involving mantle upwelling and extensional detachment tectonics. *Mar. Geol.*, 94: 155-163.
- FLETA, J. y ESCUER, J., 1991: Sistemas sedimentarios de la cuenca neógena del Alt Empordà y su relación con la tectónica y el vulcanismo. In: F. Colombo ed.: *I Congr. del Grupo Español del Terciario, Vic 1991. Libro-Guía Excursión n° 7*. Barcelona. Dept. G.D.G.P., Univ. Barcelona. 128 p.
- FLETA, J., ARASA, A. y ESCUER, J., 1991: El Neógeno del Empordà y Baix Ebre (Cataluña): estudio comparativo. *Acta Geol. Hisp.*, 26: 159-171.
- FONTBOTÉ, 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.
- FONTBOTÉ, J. M., GUIMERÀ, J., ROCA, E., SÀBAT, F., SANTANACH, P. y FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F., 1990: The Cenozoic geodynamic evolution of the València trough (western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 249-259.
- FOUCHER, J. P., MAUFFRET, A., STECKLER, M., BRUNET, M. F., MAILLARD, A., REHAULT, J. P., ALONSO, B., DESEGAULX, P., MURILLAS, J. y OUIILLON, G., 1992: Heat flow in the Valencia trough: geodynamic implications. *Tectonophysics*, 203: 77-97.
- GALLART, J., OLIVERA, C. y CORREIG, A., 1984: Aproximación geofísica a la zona volcánica de Olot (Girona). Estudio local de sismicidad. *Rev. Geofísica*, 40: 205-226.
- GALLART, J., ROJAS, H., DÍAZ, J. y DAÑOBEITIA, J. J., 1990: Features of deep crustal structure and the onshore-offshore transition of the Iberian flank of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Jour. Geodynamics*, 12: 233-252.
- GARCÍA-DUEÑAS, V., BALANYÁ, J. C. y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M., 1992: Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin and their tectonic implications. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 157-164.

- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A. C., RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A., 1980: Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- GARCÍA-SIÑERIZ, B., QUEROL, R., CASTILLO, F. y ARRIBAS, J. R., 1979: A new hydrocarbon province in the western Mediterranean. *10th World Petrol. Congr., Bucharest 1979*. PD4, 191-197.
- GELABERT, B., SÀBAT, F. y RODRÍGUEZ-PEREA, A., 1992: A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203: 167-183.
- GUIMERÀ, J., 1984: Paleogene evolution of deformation in the north-eastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- GUIMERÀ, J. y ÁLVARO, M., 1990: Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, VI: 339-348.
- HINZ, K., 1972: Results of seismic refraction investigations (Project Anna) in the Western Medioterranean, south and north of the island of Mallorca. *Bull. Centre Rech. Pau -SNPA*, 6: 405-426.
- HORVÁRTH, F., BERCKEMER, H. y STEGENA, L., 1981: Models of Mediterranean back-arc formation. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, A 300: 383-402.
- I.G.M.E., 1972: *Investigación Gravimétrica en Mallorca: Plano de Anomalías de Bouguer. (Densidad de Reducción 2.4)*. Madrid. Serv. Publ., Ministerio de Industria. 11 p.
- JANSSEN, M. E., TORNÉ, M., CLOETINGH, S. y BANDA, E., 1993: Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth Planet. Sci. Letters*, 119: 585-597.
- LAGO, M., POCOVÍ, A., BASTIDA, J. y AMIGÓ, J. M., 1988: The alkaline magmatism in the Triassic-Liassic boundary of the Iberian Chain: Geological and petrological characters. *II Congr. Geol. España, (Granada, 1988) Comunicaciones*, 2: 31-34.
- LEBLANC, D. y OLIVER, Ph., 1984: Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101: 345-355.
- LÓPEZ BLANCO, M., 1994: Estructuras contractivas de la Cordillera Prelitoral Catalana entre la sierra de Les Pedritxes y el río Ripoll, evolución y relación con los depósitos del margen de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 16: 43-46.
- LLOPIS, N., 1947: *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides*. Barcelona. C.S.I.C. Instituto Lucas Mallada. 372 p.
- MAILLARD, A. y MAUFFRET, A., 1993: Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bull. Soc. géol. France*, 164: 365-383.
- MARILLIER, F. y MUELLER, St., 1985: The western Mediterranean region as an upper-mantle transition zone between two lithospheric plates. *Tectonophysics*, 118: 113-130.
- 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.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W., LERET, G. y SUÁREZ, J., 1986: La estructuración diapírica del Sector Prebético. *Geogaceta*, 1: 43-44.
- MASANA, E., 1991: *Actividad tectónica reciente en la falla del Camp (Tarragona)*. Tesis de licenciatura, Universitat de Barcelona. 216 p.
- MAUFFRET, A., 1976: *Étude géodynamique de la marge des îles Baléares*. Thèse doctoral d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 137 p.
- MORELLI, C., PISANI, M. y GANTAR, C., 1975: Geophysical anomalies and tectonics in the western Mediterranean. *Bol. Geofis. teor. appl.*, 18: 211-249.
- MUÑOZ, J. A., 1992: Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: K. R. McClay ed.: *Thrust Tectonics*. pp. 235-246. London. Chapman & Hall.
- NAVIDAD, M. y ÁLVARO, M., 1985: El vulcanismo alcalino del Triásico superior de Mallorca (Mediterráneo occidental). *Bol. Geol. Min.*, XCVI: 10-22.
- ORTÍ, F. y VAQUER, R., 1980: Volcanismo jurásico del sector valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural. *Acta Geol. Hisp.*, 15: 127-130.
- PASCAL, G., TORNÉ, M., BUHL, P., WATTS, A. B. y MAUFFRET, A., 1992: Crustal and velocity structure of the Valencia trough (western Mediterranean), Part II. Detailed interpretation of five Expanded Spread Profiles. *Tectonophysics*, 203: 21-35.
- PATRIAT, Ph., SEGOUFIN, J., SCHLICH, R., GOSLIN, J., AUZENDE, J., BEUZART, P., BONIN, J. y OLIVET, J., 1982: Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull. Soc. géol. France*, XXIV: 363-373.
- PIERSON D'AUTRAY, L., 1987: *Sédimentation et structuration synsédimentaire dans le bassin néogène d'Alcoy (Cordillères bétiques externes orientales - Espagne)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Paris. 315 p.
- PITMAN, W. y TALWANI, M., 1972. Sea floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 619-646.
- PLATT, J. P. y VISSERS, R. L. M., 1989: Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17: 540-543.
- POMAR, L., RODRÍGUEZ-PEREA, A. y SANTANACH, P., 1983a: Rôle des charriages, des failles verticales et des glissements gravitationnels dans la structure de la Serra de Tramuntana de Mallorca (Baléares, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297: 607-612.
- POMAR, L., MARZO, M. y BARÓN, A., 1983b: El Terciario de Mallorca. In: L. Pomar, A. Obrador, J. Fornós y A. Rodríguez-Perea eds: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de las Excursiones del X Congr. Nac. Sedim., Menorca 1983*. pp. 21-44. Palma de Mallorca. Inst. Est. Balearics, Universitat de Palma de Mallorca.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. y SOUQUET, P., 1986: Tectonosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- RAMOS-GUERRERO, E., RODRÍGUEZ-PEREA, A., SÀBAT, F. y SERRA-KIEL, J., 1989: Cenozoic tectonosedimentary evolution of Mallorca island. *Geodinamica Acta*, 3: 53-72.
- 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.
- RIBA, O. y JURADO, M. J., 1992: Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro. *Acta Geol. Hisp.*, 27: 177-193.

- 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. y DESEGALX, 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 GUIMERÀ, 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.
- ROCA, E. y VERGÉS, J., 1989: Estudio de la evolución neógena del sector suroccidental de la Serra de Tramuntana (Mallorca). *Bol. Geol. Min.*, C: 842-852.
- ROCA, E., SÀBAT, F., VERGÉS, J., GUIMERÀ, J. y MUÑOZ, J. A., 1990a: Cenozoic crustal evolution of eastern Iberian plate: a cross-section from the Pyrenees to the Mallorca island. *Terra abstracts*, 2: 9.
- ROCA, E., DESEGALX, P., FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F., ROURE, F. y PINET, B., 1990b: Subsidence study and deep structure of the València Trough area. In: B. Pinet y C. Bois eds.: *The Potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration*. pp. 439-443. Paris. Éd. Technip.
- ROCA, E., GUIMERÀ, J. y SALAS, R., 1994: Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geol. Mag.*, 131: 155-168.
- 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.
- ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERÁSTEGUI, X., MUÑOZ, J. A., VILLIEN, A., MATHERON, P., BARETY, M., SÉGURET, M., CÁMARA, P. y DERAMOND, J., 1989: ECORS deep seismic data and balanced cross-sections; Geometric constrains on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8: 41-50.
- RUIJ, M. J. de, 1992: *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain): a study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Academisch Proefschrift, Vrije Universiteit. Utrecht. Drukkerij Elinkwijk. 207 p.
- RUIJ, M. J. de, MIER, R. M. y STEL, H., 1987: Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante region, SE-Spain. *Geol. Mijnb.*, 66: 201-212.
- SÀBAT, F. y SANTANACH, P., 1985: Unitats estructurals de l'illa de Cabrera (Balears). *Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 41: 111-121.
- SÀBAT, 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., 1987: *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís del Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. 345 p.
- 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.
- SANS, M., 1991: *Un cas de tectònica salina: el sector NE del solc de València*. Tesis de licenciatura, Universitat de Barcelona. 171 p.
- SANZ DE GALDEANO, C., 1990: Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- SAVELLI, C., 1988: Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea: implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intra-orogenic (Mediterranean) type. *Tectonophysics*, 146: 163-181.
- SAVOSTIN, L., A., SIBUET, J. C., ZONENSHAIN, L. P., LE PICHON, X. y ROULET, M. J., 1986: Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- SOPEÑA, A., LÓPEZ, J., ARCHE, A., PÉREZ-ARLUCEA, M., RAMOS, A., VIRGILI, C. y HERNANDO, S., 1988: Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: W. Manspeizer ed.: *Triassic-Jurassic rifting. Continental breakup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins (Part B)*. *Dev. Geotectonics*, 22: 757-786.
- SPAKMAN, W., 1986: Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. *Geol. Mijnb.*, 65: 145-153.
- SRIVASTAVA, S. P., ROEST, W. R., KOVACS, L. C., OAKLEY, G., LÉVESQUE, S., VERHOEF, J. y MACNAB, R., 1990: Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- STOECKINGER, W., 1976: Valencian gulf offers deadline nears. *Oil-Gas Jour.*, March 29: 197-204.
- SUHADOLC, P. y PANZA, G. F., 1988: The European-African collision and its effects on the lithosphere asthenosphere system. *Tectonophysics*, 146: 59-66.
- TALWANI, M., WORZEL, J. L. y LANDISIAN, M., 1959: Rapid gravity computation for two dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Jour. Geophys. Res.*, 64: 49-59.
- TORNÉ, M., DE CABISOLE, 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.
- TORNÉ, M., PASCAL, G., BUHL, P., WATTS, A. B. y MAUFFRET, A., 1992: Crustal and velocity structure of the Valencia trough (western Mediterranean), Part I. A combined refraction/wide-angle reflection and near-vertical reflection study. *Tectonophysics*, 203: 1-20.
- TORRES, J., BOIS, C. y BURRUS, J., 1993: Initiation and evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean): constraints from deep seismic profiling and subsidence analysis. *Tectonophysics*, 228: 57-80.
- VERA, J. A., 1988: Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- VERGÉS, J., 1993: *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. 203 p.
- VERGÉS, J. y MARTÍNEZ, A., 1988: Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geol. Hisp.*, 23: 95-106.
- WATTS, A. B. y TORNÉ, M., 1992a: Subsidence history, crustal structure, and thermal evolution of the Valencia Trough: a young extensional basin in the western Mediterranean. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 20,021-20,041.
- WATTS, A. B. y TORNÉ, M., 1992b: Crustal structure and mechanical properties of extended continental lithosphere in the Valencia trough (western Mediterranean). *Jour. Geol. Soc. London*, 149: 813-827.

WATTS, A. B., TORNÉ, M., BUHL, P., PINET, B. y MAUFFRET, A., 1990: Evidence for reflectors in the lower continental crust before rifting in the Valencia trough. *Nature*, 348: 631-634.

WEIJERMARS, R., 1985: Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (W - Mediterranean). *Geol. Mijnb.*, 64: 349-356.

WEISSEL, J. K. y KARNER, G. D., 1989: Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Jour. Geophys. Res.*, 94: 13919-13950.

ZIEGLER, P. A., 1992: Geodynamics of rifting and implications for hydrocarbon habitat. *Tectonophysics*, 215: 221-253.