

Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el Neógeno

T. MEDIALDEA*, J. T. VÁZQUEZ** y R. VEGAS*

*Departamento de Geodinámica. Fac. Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. E-28040-Madrid

**Departamento de Estructura y Propiedades de los Materiales. Fac. de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. E-11510- Puerto Real (Cádiz)

RESUMEN

A partir de la interpretación de una red de perfiles sísmicos de reflexión multicanal, se ha efectuado un estudio de la estructura y evolución geodinámica durante el Neógeno del margen continental nororiental de la Península Ibérica, entre los cabos de Bagur y Creus. Las principales estructuras consisten en una serie de altos, fosas y semifosas que se encuentran asociadas a dos familias de fallas: NE-SO a N-S y NO-SE a ONO-ESE. En relación con esta última dirección destacan las fosas de Rosas y Bagur. Estas cuencas se encuentran rellenas por depósitos neógeno-cuaternarios, en los que ha sido posible diferenciar varias unidades (Unidad del Oligoceno (?)-Mioceno inferior, Unidad del Mioceno medio-Mioceno superior y Unidad del Pliocuatnario). Dentro de la evolución geodinámica propuesta para el área se pueden diferenciar dos etapas: la primera (Oligoceno superior-Burdigaliense), corresponde al periodo de "rifting" desarrollado en el Mediterráneo noroccidental, en el que la extensión se acomodó mediante un sistema de fallas normales (dirección NE-SO) y fallas *transfer* (dirección NO-SE). La segunda etapa (Tortonense-actualidad) se caracteriza por un cierto bloqueo de los procesos extensionales sobre el sistema NE-SO, mientras que se favorece el movimiento tensional del sistema NO-SE.

Palabras clave: Estructura. Margen Continental. Evolución Geodinámica. Mediterráneo noroccidental.

ABSTRACT

Neogene structure and geodynamic evolution of the NE end of the catalan continental margin.

The neogene structure and geodynamic evolution of the continen-

tal margin between the Cape Bagur and the Cape Creus, has been studied by means of multichannel seismic profiles. This structure is explained in a regional geodynamic framework: the opening of the Western Mediterranean and the changes of the relative motion between the European and African plates (NNE in the Latest Oligocene and NO in the Tortonian age).

Major margin structures consist of a set of structural highs, grabens and semigrabens infilled by Neogene-Quaternary sediments, whose thicknesses range from 400 m near the coast to 4.000 m in the continental slope. This structures are associated to NE-SW to N-S and NW-SE to WNW-ESE fault systems. The NE-SW to N-S system produces the structural configuration of the continental margin and the NW-SE to WNW-ESE is associated to the main basins: Rosas and Bagur.

Three main units have been differentiated in the seismic profiles overlying a pre-Neogene basement: the two lowest units (Oligocene?-Lower Miocene and Middle-Upper Miocene units) are associated with the development of neogene deposits, whilst the third consist of post-Messinian deposits (Plio-Quaternary unit).

The proposed geodynamic evolution of the area includes two stages: (1) latest Oligocene-Burdigalian rifting where extensión was accommodated by NE-SW normal faults and NW-SE transfer faults related to the Burdigalian drifting, (2) Tortonian to Present stage characterized by the blocking of the NE-SW faults and the extensional development of the NW-SE fault trend. Each stage involves a basin geometry and a style of faulting.

Keywords: Structure. Continental Margin. Geodynamic Evolution. Northwestern Mediterranean.

INTRODUCCIÓN

La zona objeto de estudio constituye, dentro del Mediterráneo noroccidental, el enlace entre la Cuenca Liguro-Provenzal y el Surco de Valencia (Fig. 1A). El origen y evolución de las cuencas neógenas del Mediterráneo noroccidental ha sido objeto de numerosos estudios en los últimos años. Estos trabajos indican que después de la tectónica compresiva alpina de edad cretácica superior-paleógena, la evolución del Mediterráneo occidental viene marcada por el episodio generalizado de *rifting* de finales del Oligoceno-Mioceno inferior. Este episodio es el principal responsable de la apertura del Mediterráneo noroccidental y de la formación de una serie de cuencas y umbrales que han determinado la estructura del margen (Rehault *et al.*, 1985; Fontboté *et al.*, 1990; Roca y Desegaulx, 1992; Vegas *et al.*, 1980; Roca, 1992; Vegas, 1992).

En una primera etapa de la fase extensiva, que da lugar a la estructuración del margen continental, se produce la rotura del basamento preneógeno por *rifting* para formar horsts, grabens y semigrabens, limitados por fallas normales y rellenos de sedimentos oligo-miocenos. Esta fase de *rifting*, que se extiende desde el Oligoceno superior al Aquitaniense, se propagó desde el golfo de León hacia el sur (Pirineos orientales, Cadenas Costero Catalanas y golfo de Valencia Vegas *et al.*, 1980). Con posterioridad una fase de "*drifting*" (Burdigaliense) causó la formación de corteza oceánica en el Mar Ligure y la deriva hacia el este del bloque corso-sardo, mientras que en el margen valenciano-catalán, la fase de *rifting* se prolongó hasta el Burdigaliense (Bartrina *et al.*, 1992). Los estudios geofísicos realizados (flujo térmico, sismica de refracción, etc.) a través de los márgenes del golfo de León y Cerdeña indican que la apertura fue asimétrica (Burrus y Audebert, 1990). La historia postrift se caracteriza por una fuerte subsidencia regional, que llevo a la progresiva construcción de márgenes progradantes (Rehault *et al.*, 1985; Bessis, 1986; Burrus y Foucher, 1986; Burrus y Audebert, 1990; Mauffret *et al.*, 1992; Roca, 1992).

A partir de los registros sísmicos de reflexión se ha observado que la estructura general del margen del golfo de León (Lefevbre, 1980) corresponde a un sistema neógeno de horsts y grabens limitado por fallas normales de orientación ENE-OSO a NE-SO (Fig. 1B). Las cuencas se encuentran sobrepuestas a un sustrato de edad mesozoica o paleozoica. Estas cuencas son análogas al sistema de horsts, grabens y semigrabens limitados por fallas NE-SO a ENE-OSO, que caracteriza las Cordilleras Costero Catalanas (semigraben del Vallés-Penedés y

horst del Garraf- Montnegre) y el margen continental adyacente (Mauffret, 1976; Stoeckinger, 1976; IGME, 1986; ITGE, 1989; Bartrina *et al.*, 1992, ITGE, 1994). Las fallas principales de dirección NE-SO y ENE-OSO parecen corresponder a antiguas fallas direccionales sinestrosas de edad paleógena posteriormente reactivadas como normales (Fontboté, 1954; Anadón *et al.*, 1979; Anadón *et al.*, 1985). También ha sido cartografiado un segundo sistema de fallas de dirección NO-SE; un ejemplo sería la falla del Llobregat, que divide en dos partes el semigraben del Vallés-Penedés de orientación NE-SO (Bartrina *et al.*, 1992), y que se continúa en el margen continental (ITGE, 1989). Esta falla actuó como dextrorsa durante la deformación compresiva paleógena, mientras que durante la extensión neógena funcionó como falla normal (Guimerá, 1988).

El objetivo de este trabajo es el estudio de la estructura del extremo noreste del margen continental catalán, en el que, a diferencia de los márgenes adyacentes antes descritos, la dirección NO-SE es la responsable de la formación de las principales fosas. Además se planteará un modelo de evolución geodinámica del área de estudio dentro del marco regional del Mediterráneo noroccidental.

El estudio se ha llevado a cabo a partir del análisis e interpretación de más de 1.600 km de registros de sismica multicanal comercial (Fig. 2A), obtenidos a lo largo de varias campañas de exploración geofísica efectuadas por distintas compañías de petróleo: GEOREX IBERICA (1973), WESTERN GEOPHYSICAL (1976), ENIENSA (1977), UNION TEXAS (1981) y CHEVRON (1981).

GEOLOGÍA DE LA ZONA EMERGIDA

En la zona emergida adyacente al margen se encuentran representados tres dominios geológicos bien diferenciados (Fig. 3): la extremidad oriental de los Pirineos, las estribaciones septentrionales de la Cadena Costero Catalana y, finalmente, la Depresión del Ampurdán. La dirección general de fracturación neógena en el área emergida es la NO-SE, aunque en menor proporción aparecen también fallas de dirección NE-SO. El conjunto de fracturas NO-SE han dado lugar a la individualización de la Depresión del Ampurdán.

La extremidad oriental de los Pirineos comprende unidades cabalgantes de orientación E-O y NO-SE, dirigidas hacia el Sur. Pueden diferenciarse dos sectores: el septentrional, que incluye el Pirineo axial y está formado por láminas cabalgantes principalmente paleozoicas, y el

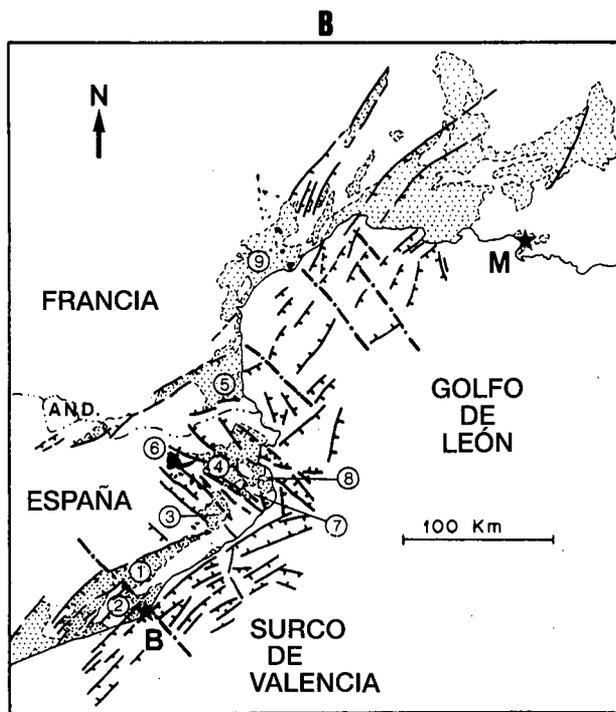
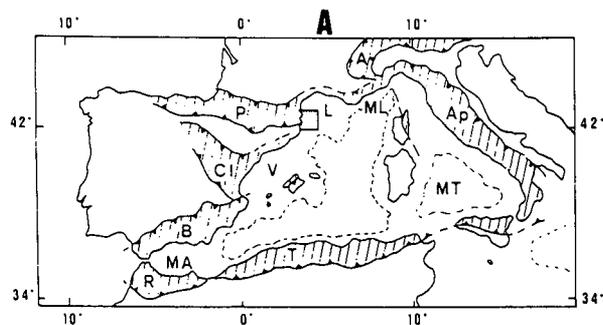


Figura 1. A. Situación del área de estudio dentro del Mediterráneo occidental y su relación con las cadenas alpinas circundantes. Cadenas Alpinas A: Alpes; Ap: Apeninos; B: Béticas; CI: Cordillera Ibérica; L: Golfo de León; MA: Mar de Alborán; ML: Mar Ligur; MT: Mar Tirreno; P: Pirineos; R: Rif; T: Tell; V: Surco de Valencia; Las líneas discontinuas indican las zonas de corteza continental muy adelgazada o corteza oceánica. B.- Principales estructuras neógenas en el margen continental del norte de Cataluña y Golfo de León. Leyenda-1: Neogeno-Cuaternario; 2: Afloramientos volcánicos neógeno-cuaternarios; 3: Fallas neógenas; 4: Alineamientos *transfer*; B: Barcelona; M: Marsella. 1: Cuenca del Vallés-Penedés; 2: Horst del Garraf-Montnegre; 3: Cuenca de La Selva; 4: Cuenca del Ampurdán; 5: Cuenca del Rosellón; 6: Macizo de la Garrocha; 7: Macizo de las Gavarres; 8: Macizo del Montgrí; 9: Cuenca del Languedoc.

Figure 1. A. Location of the studied area in the Western Mediterranean and its relation with the surrounding alpine belts. Alpine belts-A: Alps; Ap: Apenines; B: Betics; CI: Iberian Range; L: Gulf of Lion; MA: Alboran Sea; ML: Ligurian Sea; MT: Tyrrhenian Sea; P: Pyrenees; R: Rif; T: Tell; V: Valencia Trough. Discontinuous lines indicates oceanic or extremely thinned continental crust. B.- Main Neogene structures in the Catalan continental margin and Gulf of Lion. 1: Neogene-Quaternary; 2: Neogene-Quaternary volcanic outcrops; 3: Neogene faults; 4: Transfer alignments; B: Barcelona; M: Marsella. 1: Vallés-Penedés Basin; 2: Garraf-Montnegre Horst; 3: La Selva Basin; 4: Ampurdán Basin; 5: Rosellón Basin; 6: La Garrocha Massif; 7: Las Gavarres Massif; 8: Montgrí Massif; 9: Languedoc Basin.

meridional, en el que las láminas están formadas por rocas del Mesozoico y Paleógeno. Entre éstas últimas destaca el cabalgamiento de Figueras-Montgrí, que incluye los afloramientos del Macizo de Montgrí y los existentes en el entorno de Figueras (Depresión del Alto Ampurdán), cuyo emplazamiento final parece corresponder a movimientos intraoligocenos (IGME, 1983).

La terminación septentrional de las Cadenas Costero Catalanas está representada por formaciones paleozoicas junto a formaciones paleógenas pertenecientes ya a la Cuenca del Ebro, que se sitúan al este de la terminación septentrional del Macizo de las Gavarres.

La Depresión del Ampurdán es una fosa tectónica originada durante el Neógeno por el hundimiento y basculamiento de varios bloques del zócalo, que incluyen unidades mesozoicas y frecuentemente paleógenas. El relleno

de la cuenca incluye materiales miocenos y pliocenos con espesores próximos a los 900 m (Guimerá *et al.*, 1992). Los materiales más antiguos del relleno sedimentario de la fosa, según el sondeo GEOT-1 (situado a unos 7 km de la costa), son de edad Tortoniense (Fleta y Escuer, 1991), aunque debe indicarse que el sondeo se perforó sobre una zona relativamente elevada de la cuenca (Guimerá *et al.*, 1992). La estructura principal de la fosa sigue una red de fallas NNO-SSE y NO-SE (Fleta y Escuer, 1991), aunque también existen fracturas de dirección NE-SO. La compartimentación de la Cuenca del Ampurdán empezó a principios del Neógeno (Agustí *et al.*, 1990) y continúa durante el Neógeno acompañada por efusiones volcánicas. La actividad tectónica de las fallas que constituyen esta fosa afecta a los materiales miocenos y en menor medida a los pliocenos, si bien lo suficiente como para datar, al menos como Plioceno, el último movimiento de estas fracturas (Fleta y Escuer, 1991).

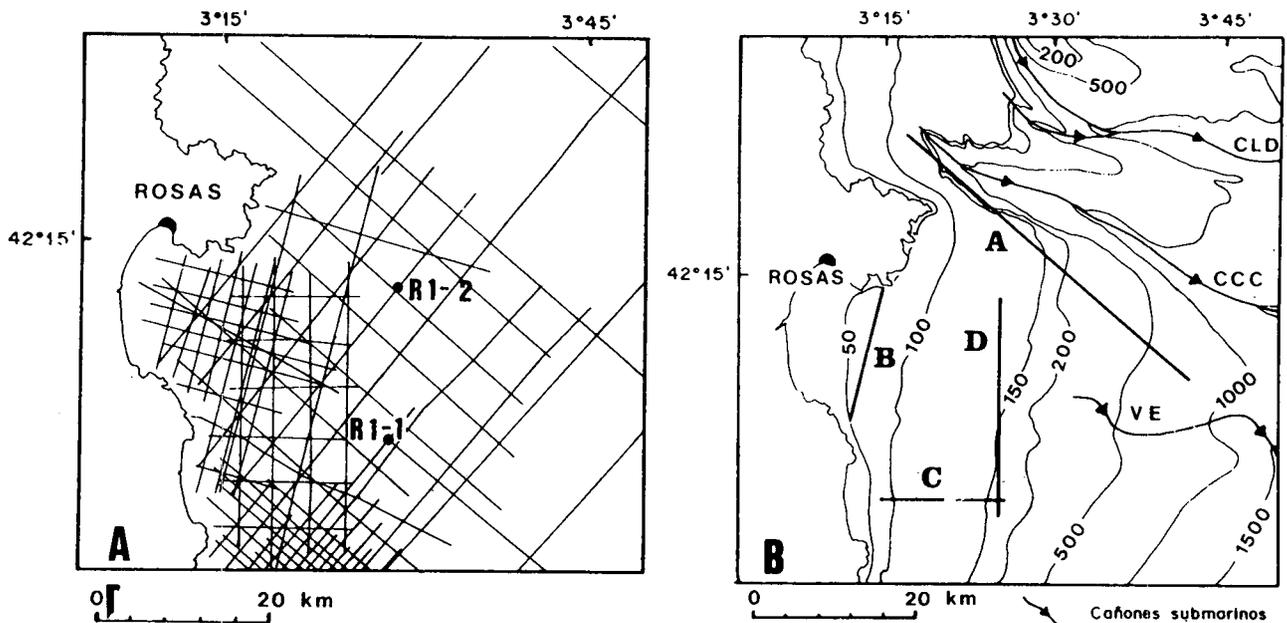


Figura 2. A: Situación de las líneas sísmicas estudiadas y sondeos (Rosas 1-1 y Rosas 1-2). B: Mapa batimétrico y situación de los perfiles A, B, C y D mostrados en las figuras 4 y 5. CLD : Cañón de Lacaze-Duthiers; CCC: Cañón de cabo de Creus; VE: Valle de La Escala.

Figure 2. A: Location of the studied seismic lines and well sites (Rosas 1-1 and Rosas 1-2). B: Bathymetric map and location of the seismic lines A, B, C and D, shown on figures 4 and 5. CLD: Lacaze-Duthiers Canyon; CCC: Cabo de Creus Canyon; VE: La Escala Valley.

El volcanismo, de edad Mioceno medio-actualidad, se concentra en las cuencas de La Selva y el Ampurdán y en el Macizo de la Garrocha. Este volcanismo está representado por rocas basálticas alcalinas y se caracteriza por tratarse de erupciones fisurales, asociadas a una tectónica extensional, que se distribuyen según una dirección NO-SE (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985; Martí *et al.*, 1992; Vegas, 1994).

CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL MARGEN CONTINENTAL

La línea de costa, que a lo largo de las Cadenas Costero Catalanas está orientada según una dirección NE-SO, presenta una fuerte inflexión en la zona de estudio, adoptando una orientación aproximada N-S. La plataforma continental es de carácter progradante, siendo su anchura máxima y mínima de 20 y 2 km respectivamente, frente al golfo de Rosas y cabo de Creus. La anchura se reduce notablemente en relación a los márgenes adyacentes (ITGE, 1989) y su superficie es relativamente inclinada, localizándose su borde a unos 150-200 m (Fig. 2B). Es importante destacar la presencia de dos cañones submarinos de dirección NO-SE: cabo de Creus y Lacaze-Duthiers, cuyas cabeceras controlan la ruptura de

la plataforma, que se sitúa a profundidades variables entre 120-200 m (ITGE, 1994).

La batimetría no refleja la estructura del margen en profundidad, dado el gran espesor del relleno sedimentario existente (Fig. 3). A partir de la interpretación de los registros sísmicos, se reconoce que la estructura del margen en profundidad viene marcada por la existencia de dos importantes cuencas orientadas NO-SE: la Cuenca de Rosas y la Cuenca de Bagur, además de una serie de altos, entre los que destaca el de cabo de Creus.

ESTRATIGRAFÍA

El análisis de los perfiles sísmicos permite distinguir un basamento acústico, recubierto por un relleno sedimentario en el que se han podido diferenciar tres unidades: unidad del Oligoceno (?)-Mioceno inferior, unidad del Mioceno medio-superior y unidad del Pliocuatnario (Fig. 4 y 5).

En general, el espesor de este relleno aumenta hacia el E, desde unos 400 m cerca de la costa hasta 4.000 m en el límite de la plataforma continental (Fig. 3). No obstante se encuentran depocentros locales asociados a las

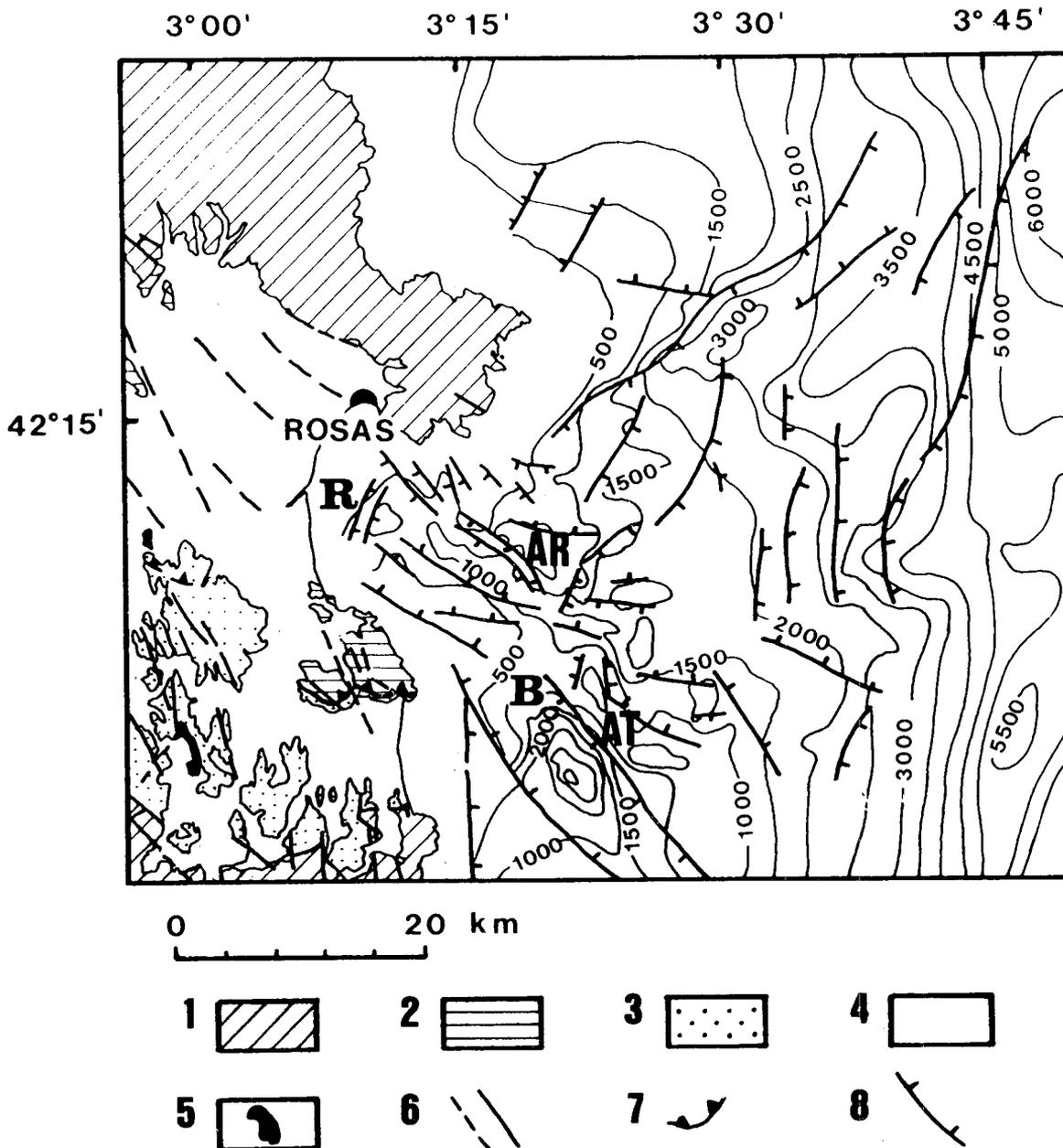


Figura 3. Mapa estructural y de isobatas del techo del basamento (m). AR: Alto de Rosas; AT: Alto del Ter; B: Cuenca de Bagur; R: Cuenca de Rosas. Mapa geológico de la zona emergida: 1: Paleozoico; 2: Mesozoico; 3: Paleógeno; 4: Neógeno-Cuaternario; 5: Afloramientos volcánicos; 6: Fallas y fallas supuestas; 7: Cabalgamientos; 8: Fallas con indicación de hundimiento.

Figure 3. Depth to Basement (m) and Structural Map. AR: Rosas High; AT: Ter High; B: Bagur Basin; R: Rosas Basin; Onshore geological map: 1: Paleozoic; 2: Mesozoic; 3: Paleogene; 4: Neogene-Quaternary; 5: Volcanic outcrops; 6: Faults; 7: Thrusts; 8: Fault with downside indication.

fosas y semifosas, en particular en la Fosa de Bagur, donde el relleno alcanza 3.000 m de potencia.

Para el cálculo de espesores se ha efectuado un análisis de las velocidades de intervalo para cada unidad definida, obteniéndose una ley de velocidades. Para ello se

partió de las velocidades cuadráticas medias que vienen indicadas en varios puntos de cada línea sísmica. Mediante la aplicación de la fórmula de Dix, se calcularon las velocidades de intervalo para cada punto y posteriormente se realizó un estudio estadístico de la variación de estos valores en función del espesor de cada unidad,

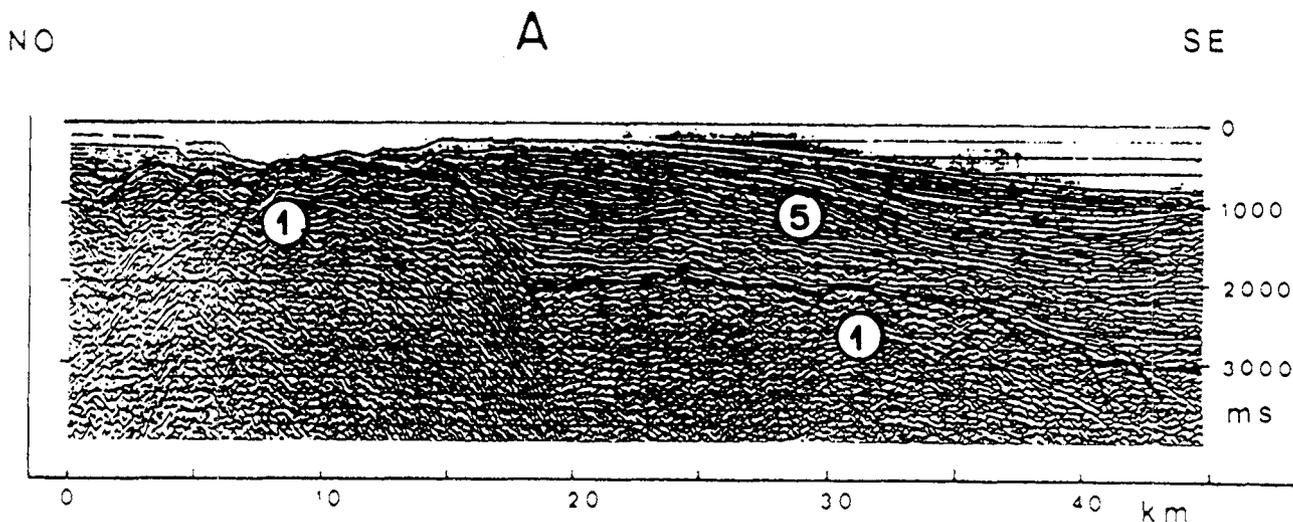


Figura 4. Perfil sísmico (A) interpretado, mostrando la falla de cabo de Creus. Situación en Fig. 2B. 1: Basamento; 5: Neógeno-Cuaternario.

Figure 4. Interpreted seismic section (A) showing the Cabo de Creus fault. For location see figure 2B. 1: Basement; 5: Neogene-Quaternary.

para obtener una ecuación general (ley de velocidad), que se ajustara lo mejor posible a la totalidad de la muestra. También se han tenido en cuenta, a pesar de ser muy puntuales, los datos de velocidad obtenidos en los sondeos.

La escasez de sondeos efectuados en el área (Rosas 1-1 y Rosas 1-2); (Fig. 6), y el hecho de que hayan sido realizados sobre altos del basamento, hace imposible tener un conocimiento completo de la serie terciaria y su correlación con los reflectores definidos en los registros sísmicos. Por esta razón, a la hora de atribuir edades a las unidades, ha sido necesario recurrir a un conjunto de datos procedentes tanto de nuestras observaciones (sistemas de fallas y fases en el modelo de deformación, definición de unidades y sus correspondientes discontinuidades, interpretación y correlación con registros de áreas adyacentes), como a otros procedentes de áreas adyacentes (sondeos efectuados en tierra y en el margen, que fueron situados sobre las líneas sísmicas para su correlación, edades establecidas para el periodo de *rifting*, modelos de evolución cinemática y orientación del campo de esfuerzos). Todos estos datos se han considerado de manera conjunta con el fin de llegar a una solución final coherente.

Basamento acústico

Este basamento está constituido generalmente por materiales del Paleozoico o del Mesozoico en algún área localizada que presentan, en general, una mala respuesta acústica, más opaca en el primer caso, y con reflectores más claros y continuos en el segundo (Figs. 4 y 5). Su techo está definido por un reflector continuo de gran amplitud, correspondiente a un paleorrelieve que aparece cortado por las fallas que definen la estructura del margen (fallas NE-SO y NO-SE).

El Paleozoico no aflora en ningún punto del margen, excepto en las proximidades de la costa (cabo de Creus y Bagur), aunque incluso en estos casos está recubierto de algunos metros de sedimentos cuaternarios o pliocuaternarios. Según los sondeos realizados, el basamento paleozoico está formado por pizarras y esquistos (Fig. 6).

En el sector del margen comprendido entre el Macizo del Montgrí y el golfo de Rosas, el basamento acústico se ha atribuido al Mesozoico (Fig. 7). Esta atribución no está apoyada en la existencia de datos directos, ya que no hay ningún sondeo que haya cortado el Mesozoico, sino que está hecha sobre los siguientes datos:

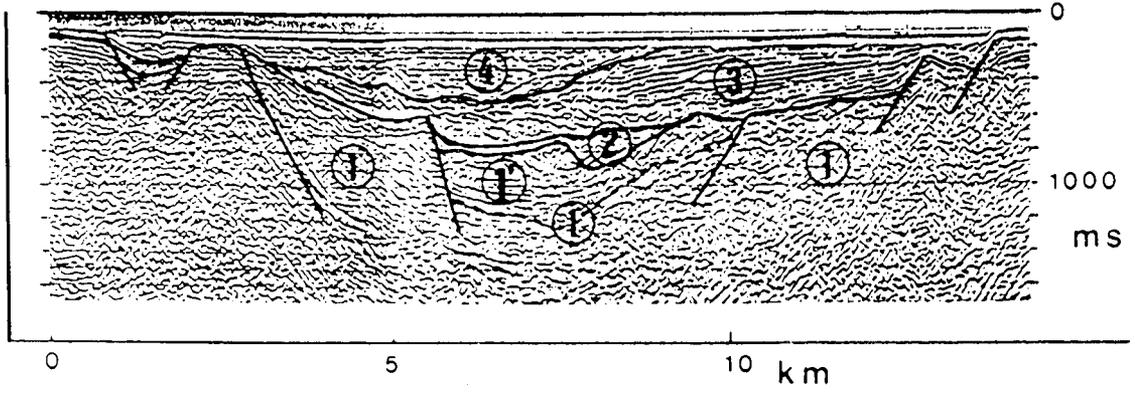
Figura 5. Perfiles sísmicos interpretados. Perfiles B (Cuenca de Rosas), C (Cuenca de Bagur) y D:. Situación en Fig. 2B. 1: Basamento paleozoico; 1': Mesozoico; 2: Unidad del Oligoceno (?) - Mioceno inferior; 3: Unidad del Mioceno medio superior; 4: Unidad del Pliocuaternalio.

Figure 5. Interpreted seismic lines B (Rosas Basin), C (Bagur Basin) and D:. For location see figure 2B. 1: Basement; 1': Mesozoic unit; 2: Oligocene (?) - Lower Miocene unit; 3: Middle Miocene - Upper Miocene unit; 4: Plio-Quaternary unit.

SSO

B

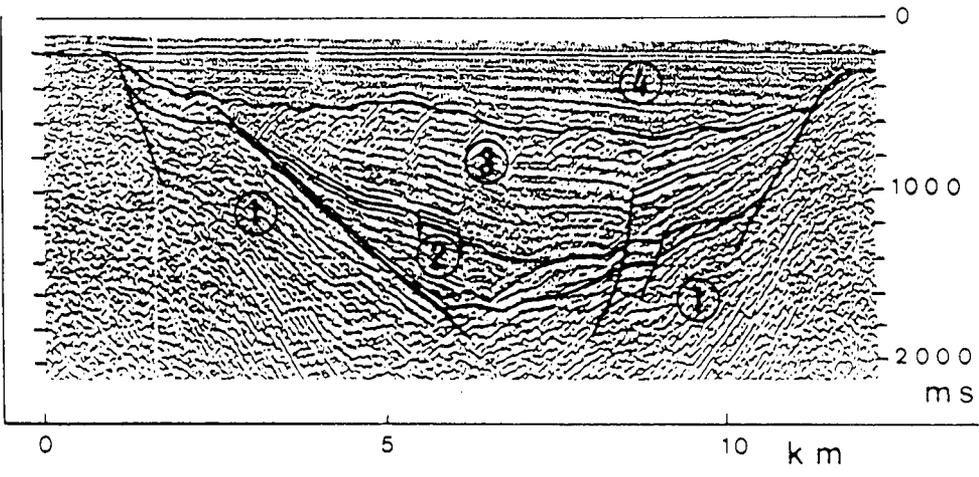
NNE



O

C

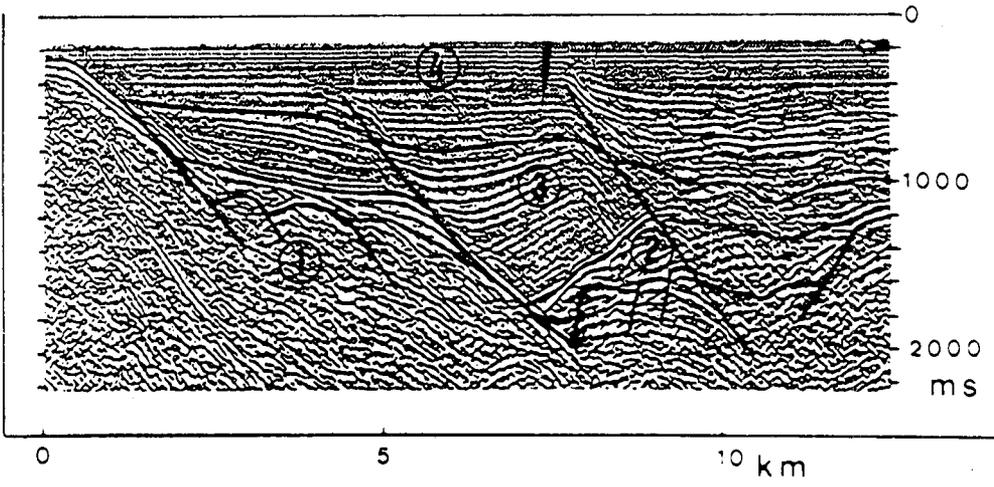
E



S

D

N



- Las características sísmicas del supuesto basamento mesozoico son muy distintas a las que presenta el basamento paleozoico, que sí ha sido cortado por los sondeos marinos y correlacionado en los registros sísmicos.

- En las áreas emergidas adyacentes, concretamente en el Macizo del Montgrí y en la parte central de la Cuenca del Ampurdán se encuentran pequeños relieves mesozoicos pertenecientes a la escama alóctona de Figueras-Montgrí (Julià y Santanach, 1983). Estas unidades mesozoicas han sido cortadas en el sondeo GEOT-1 (ubicado cerca de la localidad de Vilacolum) a una profundidad de 1.020 m.

Todos estos hechos apuntan a la existencia de un basamento mesozoico en esta zona (Fig. 7), que correspondería a la continuación en el margen de la unidad alóctona de Figueras-Montgrí. Con posterioridad a su emplazamiento, estos materiales han sido nuevamente estructurados en la fase extensional.

Unidad del Oligoceno (?) - Mioceno inferior

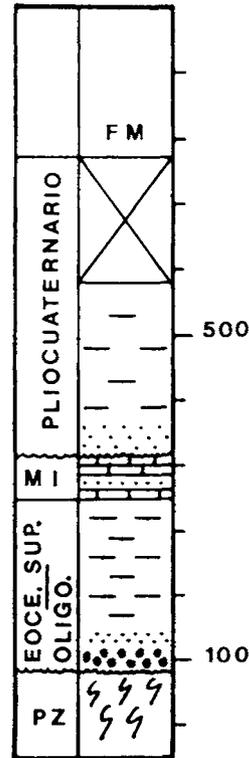
La distribución y espesor de esta unidad está controlada tanto por el sistema de las fallas NE-SO, como por las NO-SE, e incluye formaciones de carácter *sinrift*, que no han podido ser claramente diferenciadas.

Esta unidad se localiza casi exclusivamente en el fondo de las cuencas de Bagur y Rosas (Fig. 5). Fuera de estas cuencas es muy discontinua y se encuentra únicamente formando el relleno de pequeñas depresiones asociadas a accidentes tectónicos de dirección NE-SO, donde su espesor no sobrepasa los 150 m (Fig. 7).

En la Cuenca de Rosas esta unidad rellena el fondo de la fosa con un espesor de hasta 300 m (Fig. 5, perfil B), constituyendo una cuña que progresa hacia el centro de la cuenca, disponiéndose en *onlap* sobre el basamento. La distribución de esta secuencia parece estar controlada por fallas de dirección NO-SE.

La Cuenca de Bagur presenta ciertas diferencias, ya que se ha podido delimitar en los perfiles dos subunidades (Fig. 5, perfil C). La subunidad inferior, localizada en la parte central de la fosa, tiene una potencia de unos 200-300 m y, progrediendo hacia el Oeste, descansa en *onlap* sobre el basamento. La subunidad superior descansa en *onlap* sobre la secuencia inferior y el basamento acústico, progrediendo hacia el este. Su espesor oscila entre los 450 y 630 m.

ROSAS 1-1



ROSAS 1-2

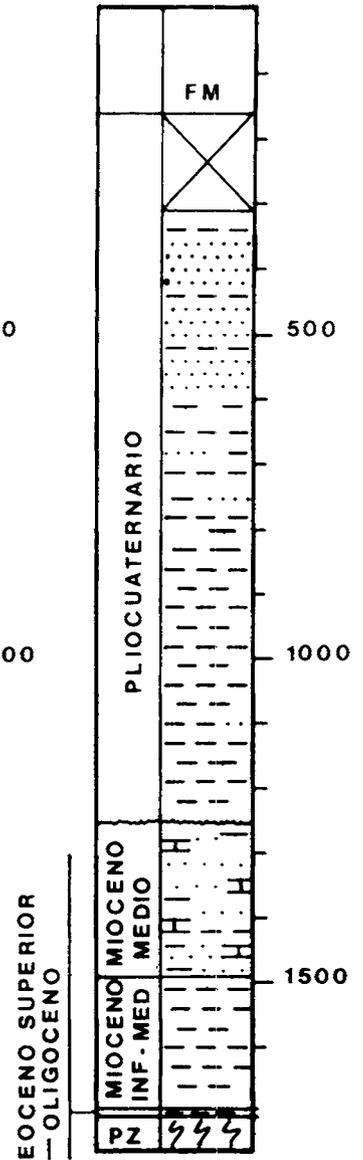


Figura 6. Columnas estratigráficas de los sondeos Rosas 1-1 y Rosas 1-2. Localización en Fig. 2A. 1: Pizarras y esquistos; 2: Conglomerados; 3: Areniscas; 4: Arcillas; 5: Calizas.

Figure 6. Stratigraphic sections of the Rosas 1-1 and Rosas 1-2 wells. For location see figure 2A. 1: Shale; 2: Conglomerate; 3: Sandstone; 4: Claystone; 5: Limestone.

La correlación de esta unidad con otros registros de márgenes adyacentes (ITGE, 1989), permite atribuirle una edad oligocena (?) - miocena inferior. Por otro lado, los sondeos Rosas 1-1 y Rosas 1-2, han cortado una sucesión de edad eocena superior-oligocena compuesta por conglomerados, areniscas y arcillas del Oligoceno, si bien debe tenerse en cuenta que esta datación está basa-

da en criterios litológicos y que el Eoceno puede corresponder al sistema de cabalgamientos pirenaicos.

Unidad del Mioceno medio-superior

Esta unidad se dispone en *onlap* sobre la unidad del Oligoceno (?) - Mioceno inferior y sobre el basamento. Se trata de una secuencia progradante hacia el Este, que se acuña hacia tierra y que produce una homogeneización en el relieve, al fosilizar gran parte de los altos estructurales (Fig. 5). Esta unidad no llega a aflorar y se extiende a lo largo de la práctica totalidad del margen, excepto en las inmediaciones de la costa y sobre los principales altos (Fig. 5).

Teniendo en cuenta los datos proporcionados por los sondeos Rosas 1-1 y Rosas 1-2, así como el sondeo GEOT-1 realizado en tierra (Fleta y Escuer, 1991), la serie, de edad miocena media, está compuesta por arcillas calcáreas grises con intercalaciones de limos y areniscas sobre las que se encuentran arcillas limosas con abundantes intercalaciones de arenas poligénicas y frecuentes niveles calcáreos. Debe tenerse en cuenta que la erosión finimiocena ha influido en la no conservación en las partes más altas de esta unidad.

Unidad del Pliocuaternario

El Pliocuaternario constituye una secuencia progradante que se apoya sobre el Mioceno o sobre el Paleozoico (Fig. 4, 5 y 7). La base de esta unidad corresponde a una superficie erosiva muy marcada e irregular, que en los perfiles queda reflejado por un reflector ondulado, continuo y de alta amplitud. Esta truncadura erosiva señala la regresión de finales del Mioceno, asociada a la denominada "crisis de salinidad" del Messiniense (Hsü *et al.*, 1973), durante la cual la plataforma continental emergida fue sometida a una intensa erosión y cortada por valles y canales profundos.

La unidad del Pliocuaternario se caracteriza por el desarrollo de numerosos paleocanales intrapliocuaternarios, que alcanzan su máximo desarrollo sobre las principales cuencas neógenas. En estos casos el eje del paleocanal suele estar en la vertical de uno de los bordes de la cuenca limitado por falla. El paleocanal más importante y de mayor continuidad es el que corre paralelamente al eje de la Cuenca de Rosas (Fig. 5, Perfil B), con una dirección ONO-ESE y cuya anchura varía entre 4 y 8.5 km. El eje del canal está ligeramente desplazado hacia el sur respecto al de la cuenca, presentando una migración ha-

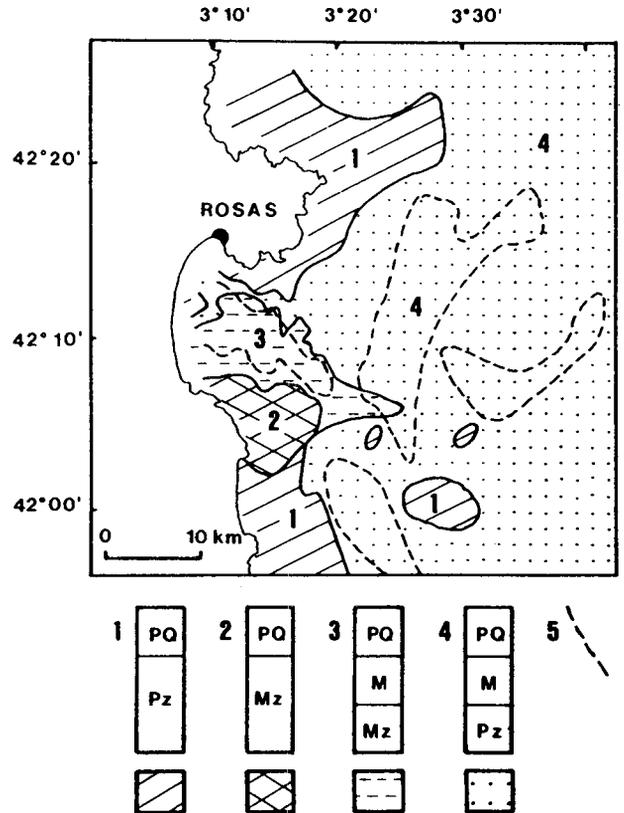


Figura 7. Distribución de la diferentes sucesiones estratigráficas en el margen continental (1, 2, 3 y 4). Pz: Paleozoico; Mz: Mesozoico; M: Mioceno; PQ: Pliocuaternario; 5: Distribución de la unidad del Oligoceno (?) - Mioceno inferior.

Figure 7. Distribution of the different stratigraphic successions along the continental margin (1, 2, 3 and 4). Pz: Paleozoic; Mz: Mesozoic; M: Miocene; PQ: Plio-Quaternary; 5: Distribution of the Oligocene (?) - Lower Miocene unit.

cia el SO. De los datos obtenidos con sismica de alta resolución (ITGE, 1994) se deduce que constituyó el principal eje de canalización de aportes hacia el Este y que posteriormente fue rellenado en su cabecera, quedando actualmente representado por una amplia depresión en el talud continental: Valle de La Escala (Fig. 2B).

En la figura 8 se presenta un mapa de isopacas, que muestra un aumento progresivo de la potencia hacia el Este, alcanzándose valores de hasta 2.000 m en la base del talud continental. En aquellas zonas donde el espesor de la unidad pliocuaternaria es mayor, se aprecia una disposición sinformal de los reflectores.

Los sondeos Rosas 1-1 y Rosas 1-2 indican que el Pliocuaternario, con una potencia de 454 m y 947 m respectivamente, está constituido por arcillas gris-azuladas con intercalaciones arenosas hacia la base.

ESTRUCTURAS DEL MARGEN

Las principales estructuras neógenas del margen (Fig. 3) se encuentran asociadas a dos familias principales de fallas que han condicionado y controlado la posición de los principales ejes deposicionales: NE-SO a N-S, que configuran la margen continental y ONO-ESE a NO-SE, asociadas a las fosas de Bagur y Rosas (Vázquez y Medialdea, 1991).

Ambas direcciones de fallas son iguales a las observadas en el continente, aunque su importancia es distinta. Las fallas NO-SE son las que delimitan las principales fosas neógenas, tanto en el margen continental como en el ámbito terrestre. Sin embargo, mientras que las fallas NE-SO a N-S tienen sólo una representación secundaria en el continente, en el margen continental juegan un papel importante en su estructuración y evolución. La atribución de edad dado a cada sistema de fallas se basa en sus relaciones cronológicas y espaciales con las unidades neógenas, junto con otros datos procedentes de la interpretación que se describen en este capítulo.

En la figura 7, se presenta una distribución del basamento (Paleozoico y Mesozoico), así como del Mioceno y Pliocuatnario. De la comparación entre ésta y la Fig. 3, se observa como su distribución y extensión está claramente controlada por la red de fracturas de la plataforma continental. Un ejemplo claro es el del basamento paleozoico y mesozoico. En el cabo de Creus el primero está limitado por fallas de orientación NE-SO, mientras que hacia el sur tanto el Paleozoico como el Mesozoico están controlados por fallas ONO-ESE a NO-SE.

Fallas NE-SO a N-S

Se trata de fallas normales que presentan hundido el bloque este o sureste, que afectan al basamento y a la unidad del Oligoceno (?) - Mioceno inferior. Corresponden a estructuras de tipo semifosa poco marcadas que dan lugar al hundimiento progresivo del basamento. La orientación de estas fallas pasa progresivamente de NE-SO a N-S hacia mar adentro (Fig. 3).

Entre las fallas NE-SO destaca la falla que limita por el sur el basamento que aflora en el promontorio de cabo de Creus, que presenta un salto de hasta 1.000 m. Esta falla genera una estructura en semifosa (Fig. 3), marcada por fallas normales antitéticas con saltos de menor importancia.

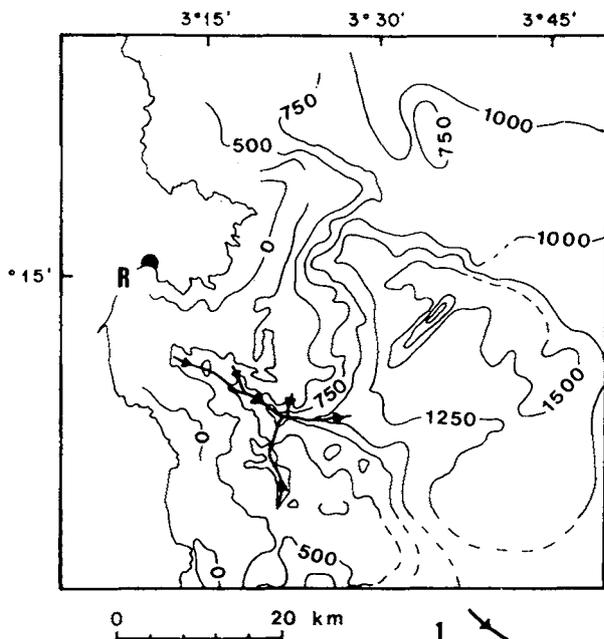


Figura 8. Isopacas del Pliocuatnario (m). 1: Ejes de paleocañones.

Figure 8. Plio-Quaternary Isopacs (m). 1: Paleocanyon axis.

Este sistema de fallas se mantuvo activo en el Mioceno inferior, aunque en el caso de alguna falla principal, como la anteriormente mencionada de cabo de Creus, se prolongó hasta el Plioceno (Fig. 4).

Fallas NO-SE a ONO-ESE

Se trata de fallas normales de plano fuertemente inclinado ($> 45^\circ$), oblicuas a la tendencia general NE-SO a N-S del margen, que han dado lugar a la formación de una serie de horsts y dos importantes fosas: Rosas y Bagur (Fig. 3). Estas fallas controlan los principales cañones submarinos existentes como el cañón del cabo de Creus, que está excavado en materiales pliocuatnarios y cuya cabecera se desarrolla a favor de una falla del basamento de dirección NO-SE, sobre la cual se sitúa el eje, si bien hacia el interior de la cuenca, su control no parece tectónico, sino sedimentario (ITGE, 1994). Estas fallas se han mantenido activas en el Mioceno y parte del Plioceno, llegando a afectar incluso al Cuaternario tal y como se observa en los perfiles de alta resolución (ITGE, 1994).

La Fosa de Rosas

Esta fosa presenta una orientación ONO-ESE y una longitud de unos 22 km. Se trata de una fosa elongada

(relación longitud/anchura variable entre 2.2 y 7.3), con una anchura variable entre 10 km en las proximidades de la costa y 3 km en el área más distal. Su geometría es en general bastante simétrica en perfil, presentando el borde septentrional más escalonado que el meridional. Hacia el este las fallas presentan un salto mayor y los bordes de la fosa parecen más individualizados.

Se han podido diferenciar tres compartimentos dentro de la fosa, cuya descripción de oeste a este es la siguiente:

- El primero está circunscrito al área del golfo de Rosas, y se encuentra cortado hacia el oeste por fallas de dirección NNE-SSO y hacia el este, por un alto interno de la fosa.

- El segundo llegaría hasta el alto del río Ter (Fig. 3) y coincide con un estrechamiento de la fosa.

- Finalmente el tercero y más oriental, se sitúa al este del citado alto y se encuentra abierto hacia el margen continental, pasando de una geometría de fosa a otra de semifosa abierta hacia el norte. Se caracteriza por una actividad más reciente que en los otros dos segmentos (ITGE, 1994).

Hacia tierra la fosa aparentemente se encuentra limitada por fallas NNE-SSO (Fig. 3). La existencia en el área emergida de una fosa tectónica mio-pliocena (Fosa del Ampurdán), cuyos bordes de dirección general NO-SE, pueden trazarse en bastante continuidad con las fallas cartografiadas en la plataforma continental, nos permite concluir que dichas fallas NNE-SSO deben corresponder a una compartimentación dentro de la cuenca, y que por tanto, ambas fosas pueden explicarse como una única: Fosa del Alto Ampurdán-Rosas.

La Fosa de Bagur

Esta fosa se extiende a lo largo de unos 23 km y, a diferencia de la Fosa de Rosas, no tiene continuidad en el continente. Su geometría es elongada (relación longitud/anchura de aproximadamente 2) y su anchura es muy homogénea variando entre 8 y 11 km. Su eje presenta un gran paralelismo con respecto a los dos bordes que la limitan. En perfil, la fosa presenta una clara asimetría, el borde sudoccidental es más abrupto, mientras que el nororiental presenta un mayor grado de escalonamiento y probablemente una actividad tectónica mayor en tiempos más modernos. En este sentido apunta el hecho de que

los máximos espesores se sitúan cerca del borde occidental, aunque los depocentros parciales de las unidades miocenas se fueron desplazando con el tiempo de oeste a este.

La Fosa de Rosas y la de Bagur presentan claras diferencias en cuanto a su geometría y relleno sedimentario. Así la Fosa de Rosas es una cuenca más somera y restringida, con un menor desarrollo en número y espesor de las unidades sedimentarias que la Fosa de Bagur. En la Fosa de Rosas la actividad tectónica parece más continua, perdurando durante un mayor periodo de tiempo (hasta el Cuaternario según Ercilla, 1992); sin embargo en la Fosa de Bagur la actividad fue más intensa.

Asociadas a ambas fosas se encuentran dos umbrales (Fig. 3): el alto de Rosas, que presenta la misma orientación que la Fosa de Rosas (ONO-ESE) y el alto del río Ter, que limita por el noreste la Fosa de Bagur siguiendo su orientación (NO-SE). El primero constituye el borde septentrional de la Fosa de Rosas y está limitado al norte y al sur por fallas ONO-ESE, mientras que hacia el Este, se hunde progresivamente mediante fallas normales NNE-SSO. El segundo alto es más complejo y se encuentra dividido en dos escalones bien diferenciados como consecuencia de la intersección de las directrices de las fosas de Bagur (NO-SE) y Rosas (ONO-ESE). El escalón suroccidental es el más importante y constituye el borde nororiental de la Fosa de Bagur. El escalón nororiental está producido por fallas de tendencia ONO-ESE. La falla de orientación ONO-ESE que corresponde al límite septentrional de este alto, presenta una fuerte actividad sinsedimentaria que perduró hasta el Plioceno inferior, hecho que se refleja por una rotación progresiva de los reflectores en los registros sísmicos (Fig. 5, Perfil D).

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA

La evolución geodinámica del área estudiada que se propone para el Neógeno, debe ser considerada en el contexto de los procesos que tuvieron lugar a escala regional en el Mediterráneo noroccidental. Esta evolución estuvo condicionada por el movimiento relativo de las placas de África y Eurasia y la consecuente variación de la orientación de esfuerzos durante este periodo, pudiendo diferenciarse dos etapas (Vázquez *et al.*, 1992).

En una primera etapa tiene lugar la estructuración principal del margen mediante un sistema de fallas normales de dirección NE-SO a N-S (Fig. 9), que generó un sistema de fosas que se extiende a lo largo del golfo de

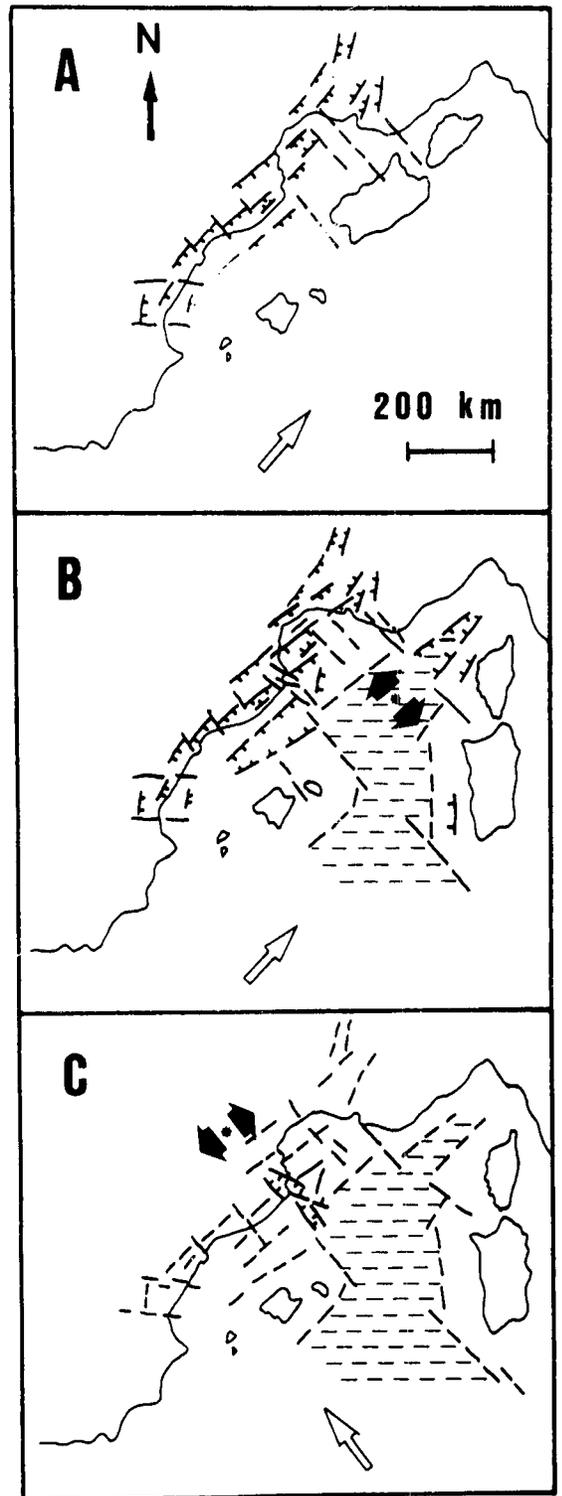
León, Cordilleras Costero-Catalanas y margen valenciano, tanto al norte como al sur del sistema de fallas de orientación NO-SE a ONO-ESE descrito en este trabajo (Fig. 1B). Esta primera etapa corresponde al episodio de *rifting* (Oligoceno superior-Burdigaliense) que generó las cuencas Liguro-Provenzal y del Surco de Valencia, bajo un movimiento de convergencia NNE de Africa respecto Europa (Dewey *et al.*, 1989). En esta etapa se desarrollaría un margen continental pasivo, en el que las fallas limitarían los bloques corticales extensionales producidos durante la etapa de *rifting*.

El problema se plantea a la hora de explicar el origen de las estructuras NO-SE a ONO-ESE, que constituyen una anomalía en la tendencia general del margen. Parece razonable considerar la existencia simultánea de fallas extensionales y direccionales, como consecuencia de los procesos de *drifting* burdigalienses, que en el mar Ligur estuvieron asociados a la rotación del bloque corso-sardo. En este sentido, el sistema de fallas ONO-ESE a NO-SE estudiado, se extendería en el extremo de una amplia banda que constituyó una zona *transfer* que separaría un área que sufrió una extensión relativamente pequeña (Surco de Valencia), de otra en la que se creó corteza oceánica (Cuenca Liguro-Provenzal). Las fallas “*transfer*” son contemporáneas a las fallas normales debido a la necesidad de acomodar diferentes tasas de extensión, además permiten conservar la extensión a lo largo de todo el area de *rifting*. Las direcciones *transfer* son perpendiculares a las fallas normales y por tanto paralelas a la dirección del transporte tectónico extensional. El sistema de fallas NO-SE a ONO-ESE funcionaría básicamente durante este proceso extensional como fallas direccionales, probablemente con cierta componente tensional que da lugar a una etapa inicial en la formación de las fosas de Rosas y Bagur y produciendo, al menos, una zona de debilidad frente a los esfuerzos posteriores.

La segunda etapa comprende desde el Tortoniense hasta la actualidad (Fig. 9). Debido al cambio de movimiento de convergencia entre Africa y Europa, puesto de manifiesto en reconstrucciones recientes (Dewey *et al.*,

Figura 9. Esquema de la evolución geodinámica propuesta para el área estudiada. (A) Rifting, finales del Oligoceno superior- Mioceno inferior; (B): Drifting burdigaliense; (C): Mioceno superior (Tortoniense)-Actualidad. Flecha blanca: Dirección del movimiento relativo de Africa respecto a Europa; Flechas negras: Extensión; 3: Dominio oceánico.

Figure 9. Schematic diagram showing the proposed geodynamic evolution for the studied area. (A) Latest Oligocene-Lower Miocene rifting, (B) Drifting stage (Burdigalian), (C) Upper Miocene (Tortonian)-Present. White arrow: Direction of Africa-Europe motion ; Black arrows: Extension; 3: Oceanic domain.



1989), que pasa a ser NO, se produce un cierto bloqueo de los procesos extensionales sobre el sistema de fallas NE-SO a N-S, mientras que se favorece el movimiento tensional del sistema de fracturas NO-SE a ONO-ESE que quedan paralelas a la dirección de máxima compresión, y que a partir de este momento funcionan como fallas normales. Entre estas fallas normales destaca el sistema de Rosas y Bagur, dando lugar a una importante etapa de desarrollo de ambas cuencas. En el ámbito terrestre sus efectos son similares: reactivación de las fallas NO-SE y formación del sistema de fosas del Ampurdán (Fleta y Escuer, 1991).

Durante esta etapa tendría lugar el encauzamiento de la erosión messiniense, que queda reflejada en los registros sísmicos por una neta discordancia erosiva y por el encajamiento de una red de drenaje. El encajamiento de la red de drenaje está asociado a fracturas (NO-SE y ONO-ESE) y a los depocentros miocenos, y está favorecido en el primer caso por la continuación de los procesos distensivos sobre los accidentes de dirección NO-SE y en el segundo, por el mayor grado de subsidencia existente en estos sectores, debido a la compactación de los sedimentos. Esta red de drenaje evolucionaría posteriormente hasta la formación de los cañones y paleocañones conocidos actualmente.

En general, las fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE son las que parecen haber mantenido una actividad más continua. Este hecho, tal y como ya se ha mencionado en capítulos anteriores, queda además reflejado en la Fig. 3, en la que se observa como las isobatas del basamento se mantienen subparalelas a las fallas NO-SE a ONO-ESE, sugiriendo que su funcionamiento como fallas normales continuó hasta tiempos recientes. Por otra parte las fallas del sistema NE-SO a N-S, no presentan una actividad tan reciente, o al menos no queda reflejada en los perfiles sísmicos, en los que generalmente la unidad pliocuaternaria no está afectada por las fallas, aunque alguna falla como la de cabo de Creus parece haber tenido actividad en el Plioceno (Fig. 4).

CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

El estudio de los perfiles sísmicos ha permitido el reconocimiento de tres unidades sedimentarias neógenas que se sitúan sobre un basamento preneógeno (Paleozoico o Mesozoico). La primera de ellas: unidad del Oligoceno (?) - Mioceno inferior tiene un carácter *sin-rift* y se localiza rellenando el fondo de las fosas de Rosas y Bagur, así como en las semifosas de dirección

NE-SO. Las otras dos unidades, unidad del Mioceno medio-superior y unidad del Pliocuaternario, se distribuyen a lo largo del margen, progradando hacia el Este.

La estructura neógena del margen estudiado se caracteriza por la presencia de dos sistemas de fallas extensionales: el sistema NE-SO a N-S, responsable de la configuración general del margen y el sistema ONO-ESE a NO-SE, que ha causado la formación de las principales cuencas neógenas en este sector: fosas de Rosas y Bagur. Este último sistema de fallas pudo tener un comportamiento direccional *transfer* durante la etapa de *drifting* que causó la formación de la Cuenca Ligur-Provenzal.

En resumen en el área estudiada, se proponen dos etapas extensionales en la evolución geodinámica, claramente condicionadas por el movimiento de convergencia de África respecto a Europa (NNE en el Oligoceno superior y NO a partir del Tortoniense). Cada una de las etapas diferenciadas en la evolución del margen implica una geometría de las cuencas, un estilo de fracturación y unas unidades sísmicas determinadas.

Durante la primera etapa, episodio de *rifting* del Oligoceno superior-Aquitaniense (Rehault *et al.*, 1985), la extensión se acomodó mediante una serie de fallas extensionales de dirección NE-SO a N-S en el margen estudiado. En el Burdigaliense, la cuenca Liguro-Provenzal (donde se llegó a formar corteza oceánica) y el Surco de Valencia, que fueron objeto de una extensión de distinta magnitud, quedarían separados y desplazados por una zona *transfer* de dirección NO-SE.

La segunda etapa se inicia en el Tortoniense con el cambio en la orientación del movimiento de convergencia que pasa a ser NO (Dewey *et al.*, 1989). El nuevo vector de compresión debió producir una paralización de los procesos extensionales sobre el sistema de fallas NE-SO a N-S, mientras que se favoreció el desarrollo de fallas extensionales en la dirección paralela al eje de máxima compresión, que corresponde con el sistema de fosas de Rosas y Bagur de orientación NO-SE a ONO-ESE (Vázquez *et al.*, 1994)

Finalmente cabe considerar que, la dirección *transfer* propuesta en este trabajo no constituye un caso aislado dentro del Mediterráneo noroccidental; otras direcciones *transfer* más septentrionales han sido citadas separando el mar Ligur y el golfo de León (Burrus *et al.*, 1987) y más al sur, en el Surco de Valencia (Maillard *et al.*, 1992).

Las zonas *transfer* coinciden con cambios en la orien-

tación de la línea de costa y en la anchura de los márgenes, además de delimitar áreas en los que el tipo de deformación y las estructuras generadas presentan marcadas diferencias, tal y como ocurre en la zona de estudio. Las diferencias entre la magnitud y estilo de la extensión fueron acomodadas mediante estas fallas *transfer* que dividen el Mediterráneo noroccidental en varios dominios tectónicos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha llevado a cabo gracias a la labor que dos de los autores (T.M. y J.T.V.) desarrollaron en el Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, dentro del Programa de Cartografía de la Plataforma Continental Española a escala 1:200.000 y, en especial, la hoja nº 25-25E (Figueras), de la que partió este trabajo. Queremos agradecer especialmente a José Medialdea Vega las facilidades dadas para llevar a cabo este trabajo. También queremos expresar nuestro agradecimiento a los revisores del Acta Geologica Hispanica, cuyos comentarios y sugerencias han sido de gran utilidad.

BIBLIOGRAFIA

- AGUSTÍ, J.; DOMÈNECH, R.; JULIÀ, R. y MARTINELL, J., 1990: Evolution of the Neogene basin of Empordà (NE Spain). *Paleontologia i Evolució*, mem. esp., 2: 251-267.
- ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S. y SANTANACH, P., 1979: Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. En: Homenatge a Lluís Solé i Sabarís. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 242-270.
- ANADÓN, P., CABRERA, L., GUIMERÀ, J. y SANTANACH, P., 1985: Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. In: K.T. Biddle y N. Christie-Blick, Eds. *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub. 37: 303-318.
- 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.
- 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.
- BURRUS, J. y FOUCHER, J. P., 1986: Contribution to the thermal regime of the Provençal basin based on flumed heat flow surveys and previous investigations. *Tectonophysics*, 128: 303-334.
- BURRUS, J. y AUDEBERT, F., 1990: Thermal and compaction processes in a young rifted basin containing evaporites: Gulf of Lions, France. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 74: 1420-1440.
- 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., Spec. Pub. nº 45, Blackwell Sci. Pub., 265-283.
- ERCILLA, G., 1992: *Sedimentación en márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo occidental durante el Cuaternario (Península Ibérica)*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. Universidad de Barcelona. 567 p.
- FLETA, J. y ESCUER, J., 1991: Sistemas sedimentarios de la cuenca neógena del Alt Empordà y su relación con la tectónica y el vulcanismo. *I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Libro-Guía Excursión nº 7, (F. Colombo, Ed.), 128 p.
- FONTBOTÉ, J. M., 1954: Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la Cordillera Prelitoral Catalana y con la Depresión del Ebro. *Tomo Homenaje Prof. E. Hernández-Pacheco. R.Soc. Española Hist.Nat.*, 281-310.
- FONTBOTÉ, J. M., GUIMERÀ, J., ROCA, E., SÀBAT, F. y SANTANACH, P., 1990: The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3: 249-259.
- GUIMERÀ, J., 1988: *Estudi estructural de l'enllaçe entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, Barcelona, 600 p.
- GUIMERÀ, J. y 30 coautores. 1992: En: *Historia Natural dels Països Catalans. Geologia (II)*. Fundació Enciclopedia Catalana, Barcelona, t. 2, 548 p.
- HSÜ, K. J., CITA, M. B. y RYAN, W. B. F., 1973: Origin of the Mediterranean evaporites. K.J.Hsü, L.Montadert et al., Eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 1203-1231.
- IGME, 1983: *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 296 (Torroella del Montgri)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- IGME, 1986: *Mapa y memoria explicativa de las Hojas nº 41-42 (Tortosa-Tarragona) del Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes a escala 1:200.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 78 p.
- ITGE, 1989: *Mapa y memoria explicativa de las Hojas nº 35-42E (Barcelona) del Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes a escala 1:200.000*. Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid, 117 p.
- ITGE, 1994: *Mapa y memoria explicativa de las Hojas nº 25-25E (Figueras) del Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes a escala 1:200.000*. Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid, 82 p.
- LEFEVRE, D., 1980: *Evolution morphologique et structural du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique de données*. Thèse Spécialité, Univ. P. et M. Curie, Paris, 122 p.
- LÓPEZ RUIZ, J. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E., 1985: La región volcánica Mio-Pleistocénica del NE de España. *Estudios Geol.*, 41: 327-331.
- MAILLARD, A., MAUFFRET, A., WATTS, A. B., TORNÉ, M., PASCAL, G., BUHL, P. y PINET, B., 1992: Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203:57-75.
- 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.
- MAUFFRET, A., 1976: *Etude géodynamique de la marge des îles Baléares*. Thèse d'Etat. Paris, 137 p.
- MAUFFRET, A., MAILLARD, A., PASCAL, G., TORNÉ, M., BUHL, P. y PINET, B., 1992: Long-listening multichannel seismic profiles in the Valencia Trough (Valsis 2) and the Gulf of Lions (FCORS): a comparison. *Tectonophysics*, 203: 285-304.
- REHAULT, J. P., BOILLOT, G. y MAUFFRET A., 1985: The Western Mediterranean Basin. In: D.J. Stanley y F.C. Wezel, Eds., *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, Springer-Verlag, New York, 101-129.
- ROCA, E., 1992: *L'Estructura de la Conca Catalano-Balear: Paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona, 330 p.
- ROCA, E. y DESEGAULX, P., 1992: Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valencia Trough area, western Mediterranean. *Mar. Petrol. Geol.*, 9:167-185.

STOECKINGER, W. T., 1976: Valencia Gulf offer dead line nears. *Oil-Gas Jour.*, 197-204.

VÁZQUEZ, T., MEDIALDEA, T., 1991: Evolución tectónica de la margen continental entre los cabos de Bagur y Creus (Gerona). *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, Actas t. 2, 166-170.

VÁZQUEZ, T., MEDIALDEA, T. y VEGAS, R., 1994: El sistema NW-SE de Fosas de Rosas y Bagur (Margen continental nororiental de España). *Geogaceta*. 14: 21-23.

VEGAS, R., FONTBOTÉ, J. M. y BANDA, E., 1980: Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian Peninsula. In: *Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding areas*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid: 109-128.

VEGAS, R., 1992: The Valencia Trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, 203: 249-261.

VEGAS, R., 1994. Tectonic model for the volcanic province of Olot (NE Spain). *Geogaceta*.15: 121-123.