

Evolución del sector septentrional del margen continental catalán durante el Cenozoico

A. TASSONE*, E. ROCA**, J.A. MUÑOZ**, L. CABRERA** y M. CANALS*

* U.A. Geociències Marines CSIC-UB, G.R.C. Geociències Marines

** Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona. Campus de Pedralbes. E-08071 Barcelona

RESUMEN

El análisis e integración preliminar de la información geológica disponible en las zonas de *onshore* y *offshore* del sector septentrional del margen catalán permiten reconocer la prolongación hasta el borde de la plataforma continental de las principales estructuras contractivas paleógenas del Pirineo oriental (antiforme de la Zona Axial, manto de Figueres-Montgrí, cabalgamiento de Vallfogona) y de su cuenca de antepaís. También se reconocen los dos principales sistemas de fallas extensionales (de orientación NE-SW a NNE-SSW y NW-SE) que estructuraron posteriormente el margen continental divergente catalán. El origen del sistema de fallas NE-SW a NNE-SSW se remontaría a una etapa de fracturación oligocénica superior-miocénica inferior que habría dado lugar a la mayor parte de la extensión y adelgazamiento cortical existentes. Las fallas NW-SE han sido al menos parcialmente activas como fallas transcurrentes durante el Paleógeno, con desplazamientos difícilmente precisables. Sin embargo actuaron como fallas esencialmente normales durante su etapa de funcionamiento más moderna (Mioceno medio-Cuaternario). Aunque estas fallas muestran desplazamientos menores que las de orientación NE-SW, llevan asociada una apreciable actividad volcánica que sugieren su continuidad hasta la litosfera inferior. El registro estratigráfico cenozoico de esta región muestra su sucesivo condicionamiento por los procesos sedimentarios y erosivos relacionados con: 1) la edificación del orógeno pirenaico y la evolución de su región de antepaís; 2) la actuación del sistema de fallas de orientación NE-SW a NNE-SSW y el alzamiento litosférico regional relacionables con el *rifting* del Mediterráneo Noroccidental; y 3) el posterior proceso de subsidencia térmica del margen continental desarrollado desde el Mioceno medio a la actualidad y opuesto al alzamiento isostático del Pirineo y su región de antepaís. Sin embargo la acumulación de sedimentos miocenos medios a cuaternarios relacionada con la etapa de subsidencia más generalizada del margen continental vino modificada por la generación de depocentros locales, gracias a

la excavación de extensas depresiones y a la actuación más o menos simultánea del sistema de fallas NW-SE. Algunas de estas zonas topográficamente deprimidas se superpusieron, acentuándolas, sobre anteriores depresiones contractivas paleógenas. En algunos casos este hecho controló el desarrollo de significativos depocentros y la ubicación en el margen continental de relevantes cañones submarinos, neógenos y recientes.

Palabras clave. Margen Catalán. Pirineos Orientales. Cenozoico. Extensión paleógena y neógena.

ABSTRACT

Cenozoic evolution of the Northern Catalan continental margin (NE Spain, Western Mediterranean)

Preliminary integrative analysis of the geological record in the onshore and offshore areas of the Northern Catalan continental margin, enable one to trace as far as the shelf edge, the main Eastern Pyrenean Paleogene contractive structures (axial zone antiformal stack, Figueres-Montgrí thrust-sheet, Vallfogona thrust) and their coeval foreland basin. These structures are cut by two major, NE-SW to NNE-SSW and NW-SE oriented, extensional fault systems. The activity of the NE-SW to NNE-SSW fault system (mainly Late Oligocene-earliest Miocene in age) would have resulted in most of the crustal extension and thinning recorded in this extensional margin of the Valencia Trough. On the other side the NW-SE faults were at least partially active as strike-slip faults during the Paleogene, with displacements which are difficult to be precised. Nevertheless these faults were mainly normal faults during Middle Miocene to Quaternary. Although the faults display minor slips than those of NE-SW orientation, they are closely related to a noticeable alkaline volcanic activity which denote they reach the lower li-

tosphere. The Cenozoic stratigraphy in the Northern Catalan continental margin records and was influenced successively by: 1) the Paleogene (Paleocene-Early Oligocene) upbuilding of the Pyrenean orogen and the evolution of its foreland basin; 2) the activity of the Late Oligocene-Early Miocene NE-SW to NNE-SSW faults and coeval lithospheric uplifting, both related to the the NW Mediterranean rifting; and 3) the later thermal subsidence of the continental margin developed during the Middle Miocene-Quaternary and which was opposite to the isostatic rebound of the Pyrenees and its southern foreland. Middle Miocene to Quaternary sedimentation related to the resulting total subsidence of the continental margin was modified by the generation of local depocenters. These depocenters resulted from the excavation of topographical depressions and the more or less simultaneous activity of the NW-SE faults. Some of these low lying zones were superimposed and accentuated pre-existing contractive Paleogene depressions. In some cases this fact controlled the development of significant Late Neogene depocenters and the location in the continental margin of some conspicuous Neogene and recent submarine canyons.

Keywords: NE Spain. Catalan Margin. Eastern Pyrenees. Ebro Basin. Western Mediterranean. Cenozoic. Paleogene and Neogene extension.

INTRODUCCIÓN

El extremo nororiental de la Península Ibérica (Fig. 1) se caracteriza por la interferencia de las estructuras contractivas paleógenas de los Pirineos Orientales y de las extensivas oligocenas y neógenas del margen continental catalán septentrional (Figs. 1 y 2). Este margen se sitúa en la zona NW del sistema de cuencas provenzal y catalano-balear (Bocaletti *et al.*, 1974; Roca, 1992).

El registro estratigráfico del Cenozoico en esta zona es complejo ya que ha sido influido notablemente tanto por las sucesivas estructuraciones tectónicas como por la generación de importantes superficies erosivas. La formación de estas superficies de erosión estuvo estrechamente relacionada con los movimientos litosféricos verticales del área y los cambios del nivel de base marino en el Mediterráneo. Estos últimos fueron condicionados tanto por la evolución eustática global como por la evolución tectónica del cinturón de convergencia y colisión alpino (Biju Duval *et al.*, 1978; Dercourt *et al.*, 1986).

En los últimos años se han publicado nuevos datos sobre la estructura y la evolución cenozoica del extremo norte emergido del margen continental catalán, en trabajos de orientación estructural, estratigráfica y geofísica (Fontboté *et al.*, 1986; Pujadas *et al.*, 1989; Pujadas, 1990; Fleta y Escuer, 1991; Rivero, 1993; Saula *et al.*, en este volumen). También ha habido algunas contribuciones basadas en el análisis de sísmica de multicanal y de sondeos en el sector sumergido (ITGE, 1989; Roca, 1992; Vázquez *et al.*, 1993; Medialdea *et al.*, en este volumen, Álvarez y Meléndez, en este volumen). No obs-

tante, hasta el presente, dichas aportaciones no han sido integradas desde una perspectiva amplia que contemple la evolución del margen continental en su conjunto.

El objetivo de este trabajo es efectuar una primera integración de los datos estratigráficos y estructurales de la zona septentrional del margen continental catalán, incluyendo las zonas emergidas y las sumergidas.

MÉTODO

Se han analizado 6.400 km de registros sísmicos de multicanal de la zona de *offshore* que han sido cotejados posteriormente con los datos sísmicos y gravimétricos de *onshore* ya conocidos, así como con la geología de superficie. Se ha determinado así la distribución y la disposición geométrica de los materiales precenozoicos, las características generales de las unidades estratigráficas cenozoicas diferenciables y las principales discontinuidades estratigráficas regionales de distinto tipo que las delimitan. El examen de la disposición estructural y la geometría de estas unidades junto a su atribución cronoestratigráfica aproximada ha permitido establecer la evolución del área de estudio, desde el Paleógeno hasta la actualidad.

Los perfiles sísmicos de multicanal utilizados en este trabajo (Fig. 3) proceden de los fondos documentales del Instituto Tecnológico Geominero de España (I.T.G.F.) y de REPSOL. Fueron obtenidos por diferentes compañías petroleras (Shell España, Chevron) entre 1970 y 1981. Cubren la plataforma continental, el talud, parte del glacis continental y la llanura batial. Se ha contado, además, con los "logs" de los sondeos Rosas 1-1, 1-2, 2, 3-1 y 3-2 facilitados por REPSOL (Fig. 3).

La metodología seguida en la interpretación de los perfiles sísmicos y en la integración de los datos de sondeo ha sido la habitual del análisis sismoestratigráfico y estructural, de acuerdo con los principios definidos por diversos autores (Mitchum *et al.*, 1977; Sangree y Widmier, 1977; Brown y Fisher, 1977 y 1980; Bubb y Hatlelid, 1977; Van Wagoner, 1985; Hardage, 1987; Cross y Lessenger, 1988; Bally, 1983 y 1987).

Las fabricas sísmicas identificadas en los perfiles sísmicos han sido empleadas para diferenciar las principales unidades estratigráficas y estructurales. En las líneas sísmicas sobre cuya traza se ha dispuesto de datos de sondeos ha sido posible, además, contrastar la composición litológica de los materiales que componen las unidades sísmicas identificadas, permitiendo extrapolar con

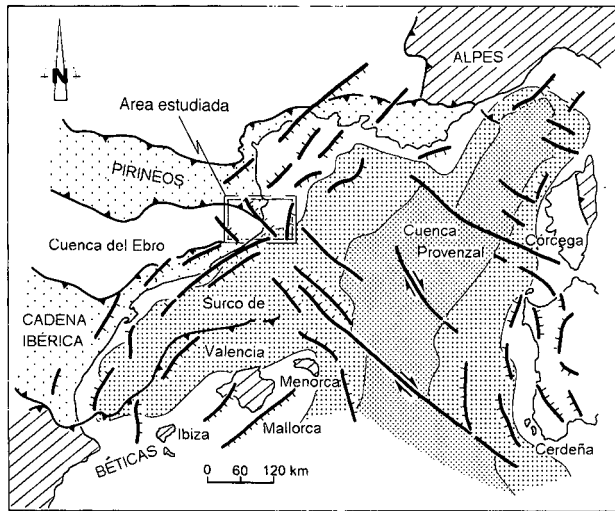


Figura 1. Situación del sector septentrional del margen continental catalán en el contexto estructural del Mediterráneo Noroccidental.

Figure 1. Location of the Northern Catalan margin, in the structural setting of the Northwestern Mediterranean. The study area includes the eastern end of the Pyrenees and its foreland and the NE end of the Catalan Coastal Ranges. The extensional deformation of the margin was linked to the Late Oligocene-Early Miocene rifting which, affecting the NW Mediterranean, resulted in the Provençal basin and the Valencia Trough.

las debidas precauciones esta información a sectores carentes de sondeos.

Los resultados obtenidos han sido, en buena parte, plasmados en mapas de isobatas y de isopacas de las unidades, expresadas en milisegundos (tiempos dobles). La información y las interpretaciones del *offshore* han sido contrastadas con los datos y conocimientos geológicos del *onshore* para discernir la estructura de conjunto y elaborar, a modo de conclusión, los esquemas que muestran la evolución geodinámica del área.

EL SUSTRATO PRECENOZOICO

El estudio y reconocimiento en el *offshore* de las características (litología, edad, geometría y rasgos deposicionales) del registro precenozoico (Figs. 4 y 5) está condicionado por un volumen limitado de datos de subsuelo (líneas sísmicas y algunos sondeos dispersos, fig. 3) y por la carencia de dataciones bioestratigráficas precisas. Con todo, la comparación entre las zonas sumergi-

das y las emergidas, permite poner de manifiesto algunos rasgos generales.

En las zonas emergidas y sublitorales vecinas se reconoce la existencia de una amplia gama de materiales paleozoicos y mesozoicos (Fig. 2) que han sido objeto de numerosos estudios (Estévez, 1968a, 1968b y 1973; Autran y Guitard, 1969; Guitard, 1970; Carreras, 1973 y 1975; Casas, 1984; Liesa, 1988 y 1994; Liesa y Carreras, 1989). La extensión hacia el *offshore* de estos materiales es demostrable a partir del análisis de las líneas sísmicas y de los datos de sondeos disponibles (Figs. 3 y 6 a 10). La distribución general de estos materiales puede representarse mediante un mapa de sustrato preneógeno de toda la zona (Fig. 5).

En el sector del *offshore* el basamento acústico observado en las líneas sísmicas presenta numerosas hipórbolas de difracción a techo y facies acústicas con reflexiones discontinuas de amplitud débil a moderada y alta frecuencia (Figs. 6, 7 y 9). Su límite superior corresponde a un reflector continuo de gran amplitud. Estas características corresponderían a los materiales paleozoicos del sector emergido, fundamentalmente rocas ígneas y metamórficas del zócalo herciniano (Figs. 2 y 5 a 7). Los sondeos Rosas 1-1, 1-2, 2, 3-1 y 3-2 atravesaron estos materiales paleozoicos, descritos como brechas, arcillas, pizarras, esquistos, cuarcitas y otras rocas metamórficas, confirmando esta interpretación (Figs. 8 y 10).

Entre el límite meridional del promontorio del Cap de Creus y el macizo del Montgrí, en el sector proximal sumergido del margen continental, se reconoce una unidad sísmica que presenta características acústicas que la distinguen de las unidades paleozoicas y cenozoicas adyacentes. Muestra una configuración interna con reflexiones paralelas, de amplitud moderada, frecuencia moderada a baja y continuidad lateral buena a moderada (Fig. 6). La geometría de esta unidad es tabular y lenticular, con un espesor promedio de unos 250 m (0.3 seg en tiempos dobles). A techo está limitada por un reflector de fuerte amplitud con carácter erosivo y en la base por un reflector de amplitud moderada. Este reflector basal es subparalelo respecto a los reflectores infrayacentes pertenecientes a una unidad paleógena, sobre la que está emplazada la unidad mesozoica. Todo ello indica la presencia de sucesiones de rocas carbonatadas mesozoicas (Figs 5 y 6) análogas a las aflorantes en el citado macizo del Montgrí. y que conforman una lámina cabalgante. Sus características serán descritas con mayor detalle en el apartado de estructura.

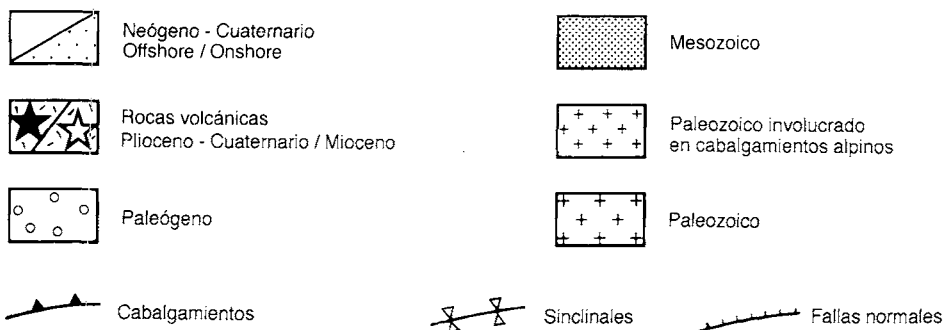
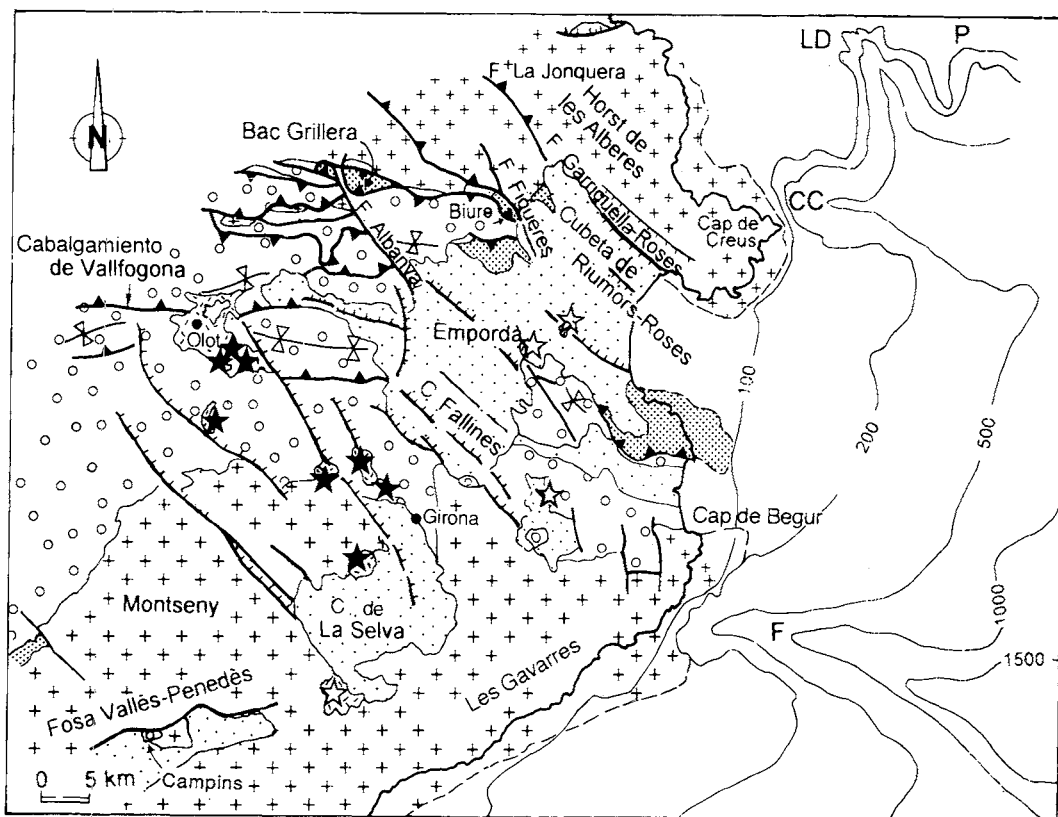


Figura 2. Esquema geológico de la zona de estudio mostrando la estructura tectónica y la distribución de las principales zonas de sedimentación cenozoica. Obsérvese la extensión de los afloramientos de unidades paleozoicas hasta la actual zona sublitoral y la indicación de la batimetría en metros en la zona sumergida. CC: Cañón de Cap de Creus; F: Cañón de La Fonera; LD: Cañón de Lacaze-Duthiers; P: Cañón de Pruvot. Ver fig. 5 como complemento de esta figura.

Figure 2. Geological sketch showing the structure and distribution of the main zones of Cenozoic sedimentation in the northern Catalan margin and the neighbouring areas (Pyrenean fold-thrust belt, Ebro foreland basin and NE end of the Catalan Coastal Ranges). White and black stars show the location of Miocene, Pliocene and Quaternary alkaline volcanic activity. Note in the offshore zone the indication of the outcrops of the Paleozoic and the Mesozoic rocks and the sea floor isobaths. CC: Cap de Creus Canyon; F: La Fonera Canyon; LD: Lacaze-Duthiers Canyon; CP: Pruvot Canyon. See fig. 5 for better comprehension of this figure. Legend: Big crosses: Paleozoic rocks of the Hercynian basement. Small crosses: Paleozoic rocks affected by Cenozoic thrusting. Gray shadow: Mesozoic. Circles: Paleogene of the southern Pyrenean foreland. Black/White stars: Pliocene-Quaternary/Miocene volcanics. White/Dotted: Offshore/onshore Neogene-Quaternary sequences.

REGISTRO ESTRATIGRÁFICO CENOZOICO

El registro estratigráfico post-cretácico de la zona de estudio abarca, con continuidad diversa, desde el

Paleógeno hasta el Holoceno y parte de él exhibe un marcado condicionamiento estructural. Ello permite distinguir inicialmente las unidades relacionadas con la etapa compresiva pirenaica (esencialmente paleógena) de las ligadas

a los procesos extensivos (oligoceno superior-neógeno).

Los principales rasgos del registro sedimentario cenozoico de la cuenca catalano balear, en cuyo extremo NW se situaría la zona de estudio, han sido establecidos por varios investigadores (Stoeckinger, 1976; García Siñériz *et al.*, 1978; Riba, 1981; Soler *et al.*, 1983; Johns *et al.*, 1989; Clavell y Berástegui, 1991; Martínez del Olmo *et al.*, 1991; Clavell, 1992). Se han realizado también estudios específicos de algunos segmentos meridionales del margen catalán (Medialdea *et al.*, 1986 y 1989; Dañobeitia *et al.*, 1990; Cabrera y Calvet, 1990; Cabrera *et al.*, 1991; Bartrina *et al.*, 1992). Unidades total o parcialmente equivalentes a las principales divisiones estratigráficas descritas para el margen ibérico oriental en general, son reconocibles en este sector más septentrional.

A partir de los datos sísmicos de reflexión (límites y geometría de las unidades, configuración interna de las reflexiones, facies acústicas), bioestratigráficos y litoestratigráficos disponibles (sondeos Rosas 1-1, 1-2 de la compañía Shell de España, y Rosas 2, 3-1 y 3-2 de la compañía Chevron-España), se han diferenciado ocho unidades y subunidades limitadas por discontinuidades de origen y rango diverso (Fig. 4).

Discontinuidades estratigráficas

Las discontinuidades estratigráficas cenozoicas de la zona pueden ser analizadas en relación con : 1) la etapa compresiva paleógena, con la formación del Pirineo y de sus cuencas de antepaís; 2) las etapas extensivas oligoceno-neógenas, con formación de semifosas, cubetas y bloques basculados; y 3) los movimientos litosféricos verticales, de signo diverso, que influyeron la evolución del margen continental. Además de estos factores estructurales, los cambios del nivel de base marino que afectaron a la región mediterránea durante el Cenozoico también causaron algunas de las discontinuidades más significativas reconocidas en las sucesiones estudiadas.

Las ocho discontinuidades caracterizadas (Figs. 4, 6 a 10 y 12a), tienen distinta significación. Algunas son relacionables con las ya descritas por autores anteriores en el ámbito mediterráneo y en esta región en particular.

1) La discontinuidad paleocena-oligocena inferior (?) (Fig. 4, P) corresponde a la superficie de erosión que se desarrolló sobre los materiales del substrato precenozoico en el antepaís surpirenaico, precediendo la sedimentación heterócrona de la Unidad 1 (Figs. 5 a

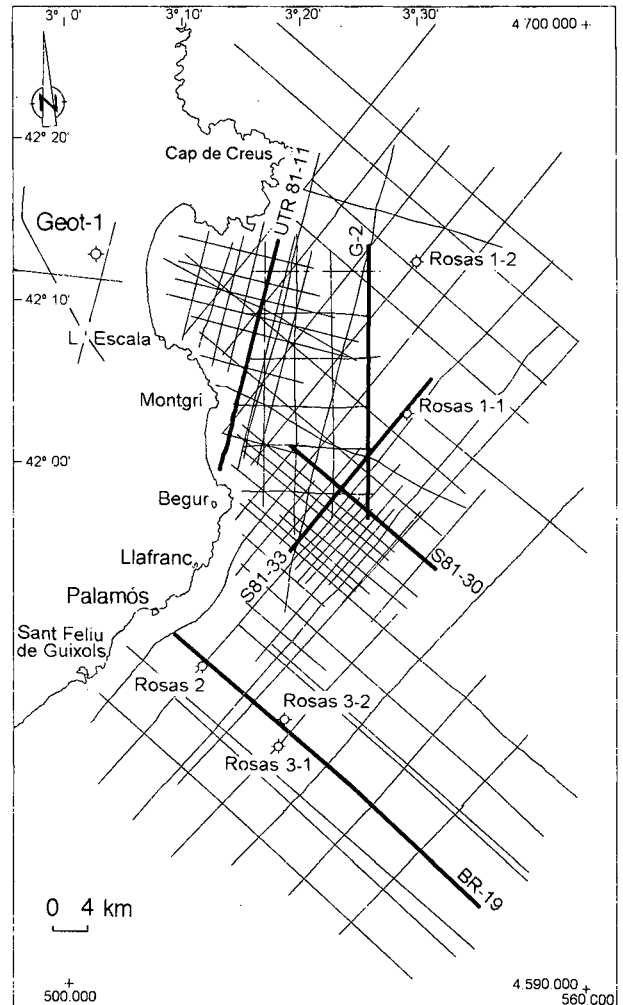


Figura 3.- Localización de las líneas sísmicas y sondeos utilizados en este trabajo. Las líneas de trazo más grueso son las mostradas en las figuras 6, 7 y 9.

Figure 3.- Seismic lines and exploration oil wells used in this paper. The thicker lines correspond to the seismic lines shown in figures 6, 7 and 9.

8). Esta superficie ha sido cartografiada por primera vez de manera diferenciada en el *offshore* en este trabajo (Fig. 11 a). En *onshore* se situaría bajo la base de las sucesiones paleógenas, tanto en la cuenca del Ebro como en algunas de las láminas cabalgantes surpirenaicas.

2) La discontinuidad oligocena inferior alta-oligocena superior (Fig. 4, O1) corresponde en la zona sumergida a la superficie de erosión desarrollada previa o, en parte, simultáneamente con los procesos de rifting oligocénicos y que estaría recubierta por la Subunidad 2a (Fig 9). Esta discontinuidad sólo es diferenciable en el sector meridional de la zona de es-

tudio, donde se sedimentaron las unidades paleógenas relacionadas con la semifosa de Sant Feliu de Guíxols. No es individualizable ni en los altos estructurales de ese sector, ni en el sector norte ni en las zonas emergidas vecinas.

- 3) La discontinuidad oligocena superior (Fig. 4, O2) ha sido reconocida en los márgenes meridionales de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols, sobre el substrato paleozoico, donde está recubierta por la Subunidad 2b. Hacia el interior de la semifosa se pierde su traza, sea debido a su desaparición como tal, sea por la limitación de la calidad del registro sísmico (Figs. 9 y 10). El reconocimiento de esta discontinuidad se restringe a los mismos sectores que la anterior.
- 4) La discontinuidad oligocena terminal-miocena inferior ? (Fig. 4, OM) sólo ha sido individualizada, en la plataforma continental, donde están presentes las sucesiones de la Unidad 3 (Figs. 6 a 10 y 11). En otras zonas de la plataforma y en el *onshore* estaría sobreimpuesta a la discontinuidad basal que afecta al substrato precenozoico.
- 5) La discontinuidad intra-miocénica (Fig. 4, MM). es reconocible en la plataforma continental allí donde están presentes las Unidades 3 y 4 y se configura como un reflector de fuerte amplitud (Figs. 6 a 10). En otras áreas de la plataforma del margen catalano-valenciano se ha señalado a menudo una discontinuidad intra-miocénica (Stoekinger, 1976; Soler *et al.*, 1983; Dañobeitia *et al.*, 1990; Clavell y Berástegui, 1991; Bartrina *et al.*, 1992; Maillard *et al.*, 1992) quizá relacionable con la aquí reconocida.
- 6) La discontinuidad messiniense (Fig. 4, K) es una discontinuidad de tipo 1 (sensu Posamentier *et al.*, 1989). Corresponde a una superficie de erosión que se expresa mediante un destacado reflector de fuerte amplitud y gran continuidad regional (Figs. 6 a 10 y 11d). Esta superficie se generó relacionada con el fuerte descenso relativo del nivel del mar que tuvo lugar durante el Messiniense en todo el Mediterráneo (Alla *et al.*, 1972; Hsü *et al.*, 1973; Ryan *et al.*, 1978). Esta discontinuidad, a veces asociada con discordancias angulares, ha sido ampliamente reconocida en el surco de Valencia (por ejemplo Stoekinger, 1976; Mauffret, 1976; Montadert *et al.*, 1970; Stampfi y Höcker, 1989; Dañobeitia *et al.*, 1990; Escutia y Maldonado, 1990 y 1992), y en el margen catalán (ver Got, 1973; Serra Raventós, 1976; Medialdea *et al.*, 1989; Bartrina *et al.*, 1992; Escutia, 1992). En el

área de estudio, la erosión messiniense determinó la excavación de un relieve enérgico, con una geometría bastante irregular y un elevado gradiente topográfico. Destaca la presencia de profundos paleovalles que posteriormente se convirtieron en cañones submarinos. La erosión generalizada provocó, además, la truncación de las secuencias miocénicas superiores (Figs. 6 a 10 y 11d). En las zonas emergidas, la superficie de erosión messiniense es reconocible localmente (Alt Empordà), recubierta por depósitos continentales, marinos y transicionales del Plioceno inferior (Fleta y Escuer, 1991).

- 7) La discontinuidad intrapliocénica (Fig. 4) es una discontinuidad de tipo 2 (sensu Posamentier *et al.*, 1988). Es reconocible en el seno de las sucesiones pliocénicas de la mayor parte de la zona de estudio (Figs. 6 a 9). Su reconocimiento en los sectores emergidos es impreciso.
- 8) La discontinuidad finipliocena es de nuevo una discontinuidad de tipo 1 (sensu Posamentier *et al.*, 1988). Corresponde a una superficie de erosión (Fig. 4) que se expresa mediante un destacado reflector (G en figs. 6 a 10), identificado previamente por numerosos autores en el sector norte del margen continental catalán (Alinat *et al.*, 1970; Leenhardt *et al.*, 1969; Mauffret y Sancho, 1970; Got, 1973; Serra, 1975; Medialdea *et al.*, 1989). La discontinuidad fue causada por el descenso relativo del nivel del mar por debajo del borde de plataforma, lo cual condujo a la re-excavación de cañones en la plataforma externa y en el propio borde de plataforma (paleovalle de l'Escala, cañón del Cap de Creus, ver fig. 2). Esta discontinuidad finipliocena-pleistocena es, al menos en parte, reconocible en la zona emergida donde corresponde a la excavación de una red de drenaje recubierta por posteriores depósitos fluviales, aluviales y coluviales cuaternarios (Fleta y Escuer, 1991; S.G.G.C, 1992).

Descripción de las unidades

A partir de sus características sísmicas, de las litologías reconocidas en los sondeos disponibles y de las discontinuidades estratigráficas identificadas, el registro estratigráfico cenozoico ha sido dividido en seis unidades. En algunos casos en que la calidad del registro lo permite (Unidades 2 y 5) son subdividibles en otras de rango menor. La significación de estas unidades es distinta, debido al diverso tipo y precisión de la información disponible sobre cada una de ellas. Las Unidades 1 a 4 han sido definidas sobre todo a partir de las relaciones recono-

cidas entre sus sucesiones y las estructuras contractivas y extensivas que controlaron su formación. Por ello deben ser consideradas como unidades tectonoestratigráficas que agrupan unidades genético-secuenciales de entidad menor, cuya discriminación permanece pendiente de disponer de información más precisa. Las Unidades 5 y 6 han sido definidas contando con datos más ajustados sobre sus superficies limitantes y sus geometrías deposicionales y son secuencias deposicionales (Bally, 1987; Posamentier *et al.*, 1988).

Unidad 1 (Paleoceno-Oligoceno inferior)

La Unidad 1 incluye los materiales depositados entre las discontinuidades P y O1 (Fig. 4) y fue depositada en las cuencas periféricas de antepaís surpirenaicas. En el *offshore* esta unidad sísmica sólo ha sido reconocida con absoluta certeza en parte del sector norte de la zona estudiada. En *onshore* existen materiales equivalentes, tanto en el ámbito de la cuenca del Ebro como en la zona ya involucrada en los cabalgamientos alpinos (Figs. 2 y 5). A partir de criterios regionales la edad de las sucesiones de la unidad comprendería, según los sectores, desde el Paleoceno hasta el Oligoceno inferior.

En conjunto, la Unidad 1 muestra características geométricas que indican claramente su carácter sintectónico (Figs. 2, 5 y 6). En el sector norte de la zona sumergida, la base de la Unidad 1 vendría definida por la discontinuidad P, mientras que su techo es erosivo y estaría definido por la superposición de una o varias discontinuidades posteriores (O1, O2, OM, MM). Los materiales de la Unidad 1 reconocidos en el sector de la plataforma situado entre el Cap de Creus y el Montgrí (Figs. 5, 6 y 11) presentan un espesor máximo de unos 600 m (650 msec en tiempo doble). Sus facies sísmicas muestran siempre reflexiones con moderada a fuerte amplitud, moderada a baja frecuencia y buena continuidad lateral (Fig. 6). Otro conjunto de materiales de la Unidad 1 ha sido reconocido en la prolongación oriental en la zona sumergida de la cuenca del Ebro, entre el Montgrí y la localidad de Llafranc. El espesor máximo de la unidad en la zona de la plataforma vecina a Begur es de 470 m aproximadamente (550 msec en tiempo doble; figs. 7 a y 11a). Las facies sísmicas presentan aquí reflexiones subparalelas, de amplitud moderada a fuerte, baja frecuencia aparente y buena continuidad lateral.

Precisar la distribución de los materiales de la Unidad 1 en toda la zona estudiada plantea algunos problemas de detalle debido a la imprecisión de las atribuciones cronoeestratigráficas (Fig. 11a). Los sondeos Rosas 1-1 y 1-

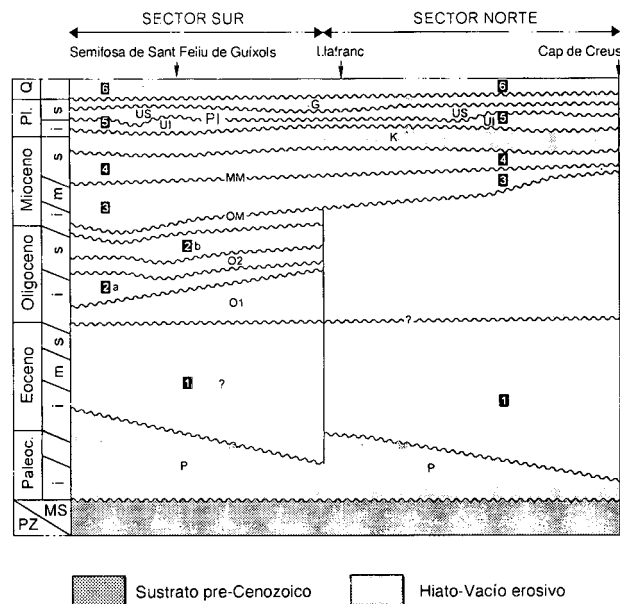


Figura 4. Esquema estratigráfico simplificado mostrando las principales discontinuidades y unidades estratigráficas cenozoicas utilizadas en este trabajo. Ver explicación en el texto.

Figure 4. Stratigraphic framework showing the major Cenozoic unconformities and unconformity bounded units (1 to 6) established in this paper. O1: Early Oligocene unconformity. O2: Late Oligocene unconformity. OM: Late Oligocene-Early Miocene unconformity. MM: Middle Miocene unconformity. K: Messinian unconformity. Pl: Pliocene unconformity. G: Pliocene-Quaternary unconformity. These allostratigraphic units include other genetic-sequential units whose differentiation has been only feasible in Units 5 (Pliocene) and 6 (Quaternary), where three stratigraphic sequences have been distinguished. Discontinuities K and G are type one unconformities (sensu Bally, 1987 and Posamentier *et al.*, 1988).

2 (Fig. 8, ver situación en figs. 3 y 5) han alcanzado sucesiones terciarias atribuidas por Chevron España al Eoceno superior-Oligoceno inferior. En el sondeo Rosas 1-1, estas sucesiones están formadas en su parte inferior por una sucesión granodreciente de 67 m de brechas, conglomerados (con clastos de calizas y dolomías) y areniscas continentales (Fig. 8). Estos depósitos registrarían el desarrollo de dispositivos sedimentarios coluviales y aluviales, y están recubiertos por 200 m de lutitas con presencia de anhidritas, dolomías, calizas y yeso laminado, atribuibles a depósitos lacustres. Dada su posición en el ámbito de la zona de antepaís surpirenaica y su proximidad con la terminación oriental del manto de Figueres-Montgrí, se podría asimilar tentativamente estos materiales a la Unidad 1. Ello implicaría aceptar que los materiales aluviales y lacustres cortados por el sondeo Rosas 1-1 registrarían el desarrollo de una sucesión acumulada en la prolongación oriental de las cuencas de antepaís surpirenaicas, posiblemente con anterioridad al emplaza-

miento de la unidad alóctona de Figueres-Montgrí, en el Eoceno medio.

La posible extensión hacia el sector sumergido meridional de los materiales de la Unidad 1 también plantea algunos problemas. Los sondeos realizados en ese sector no han atravesado materiales asimilables con certeza a la Unidad 1 por debajo de la Unidad 2a. Sin embargo, en la parte más profunda de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols (3-4 seg) se reconocen reflexiones con una cierta estratificación que sugieren la posible presencia de la Unidad 1 (Fig. 9). Fuera de esta semifosa no se han reconocido posibles equivalentes (Figs. 2 y 5).

Los escasos datos de sondeos disponibles no permiten precisar las condiciones paleoambientales en las que se depositó esta unidad en toda el área sumergida. Sin embargo, es posible admitir que sus materiales se sedimentaron en dispositivos deposicionales similares a los observados en las sucesiones equivalentes de la zona surpirenaica emergida (Pallí, 1972; Puigdefàbregas, 1986; Martínez *et al.*, 1989; Pujadas *et al.*, 1989; Pujadas, 1990). Por ello, aunque los sondeos de *offshore* sólo se han reconocido sucesiones de origen continental, es probable la presencia de unidades marinas y de transición.

Unidad 2: Oligoceno inferior a superior

La Unidad 2 incluiría los materiales depositados entre las discontinuidades O1 y OM (Fig. 4). La edad de esta unidad debe estar comprendida entre el Oligoceno inferior (momento en el que, aproximadamente, se detuvo la generación de estructuras compresivas pirenaicas) y el Oligoceno superior. La unidad se sedimentó fundamentalmente en el ámbito de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols (Figs. 9 a 11) y sus sucesiones son de carácter claramente sintectónico con relación al movimiento normal de la falla de Sant Feliu de Guíxols. En la zona emergida no se conocen materiales equivalentes (Figs. 2 y 5).

La presencia de una discontinuidad claramente diferenciable en los sectores meridionales de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols permite distinguir dos subunidades. La Subunidad 2a (Oligoceno inferior a superior bajo) incluiría los materiales depositados entre las discontinuidades O1 y O2 (Fig. 4) y tiene un espesor máximo de 1.500 m (hasta 1.5 seg en tiempos dobles; fig. 9). Su base es discordante respecto al substrato paleozoico y/o quizá a la Unidad 1. La configuración de las reflexiones es subhorizontal a divergente hacia la zona de máximo hundimiento, mientras que tienden a converger hacia los altos relativos meridionales. Su amplitud es moderada a

fuerte, su frecuencia moderada a baja y la continuidad lateral moderada a buena (Fig. 9).

En el margen NW de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols, las litofacies de esta subunidad han sido atravesadas por el sondeo Rosas 2 (Figs., 3, 9 y 10). Son depósitos de conglomerados, lutitas y areniscas rojas con intercalaciones de tramos de calizas arcillosas y margas laminadas con anhidrita. Estos depósitos corresponderían a depósitos aluviales (de proximales a distales-marginales) y a depósitos de sistemas lacustres carbonatados y evaporíticos. Las sucesiones observables registran la implantación inicial de los dispositivos lacustres sobre los que se produjeron repetidas expansiones aluviales y fluviales. Las partes más altas del registro indican un claro predominio de la sedimentación terrígena fina correspondiente a sucesiones distales y marginales de dispositivos aluviales-fluviales. En los sondeos perforados hacia el margen SE de la semifosa (Rosas 3-1 y 3-2, figs. 3, 9 y 10) se han reconocido sucesiones de lutitas con tramos de halita y con intercalaciones de calizas con yeso. Estos depósitos son interpretados como correspondientes a depósitos salinos y carbonatados de sistemas lacustres o lagunales y marinos, desarrollados en áreas no sometidas a la influencia terrígena aluvial-fluvial. Hacia la parte alta de la unidad se ha señalado la presencia de depósitos glauconíticos y de fósiles que señalarían episodios de influencia marina.

La Subunidad 2b (Oligoceno superior) incluye los materiales depositados entre las discontinuidades O2 y OM (Fig. 4). Su edad podría ser fundamentalmente oligocena superior (Chattienense). La geometría de los depósitos de esta subunidad estuvo todavía controlada por las fallas normales de dirección NE-SW, si bien durante su sedimentación fueron recubiertas varias estructuras extensivas (Figs. 9 a 11b). Aunque muestra una disposición paraconcordante respecto al substrato hacia la parte central de la depresión (Fig. 9), la base de la subunidad recubre discordantemente el techo de la Subunidad 2a y el substrato paleozoico de los márgenes meridionales de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols. Su techo está definido por la discontinuidad OM que es reconocible hacia los extremos y márgenes de la semifosa por la truncación de los reflectores. Los reflectores presentan amplitud moderada a fuerte, baja a moderada frecuencia y buena continuidad lateral (Fig. 9). La configuración de sus reflexiones internas es subhorizontal, con los reflectores también algo inclinados y divergentes hacia la falla principal de Sant Feliu de Guíxols, pero menos que en la Unidad 2a. El espesor reconocido de esta unidad es máximo cerca de esta falla, unos 700 m, y disminuye hacia los extremos meridional y septentrional de la semifosa donde es sólo

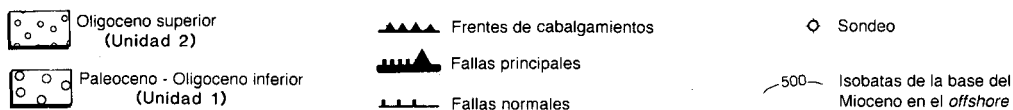
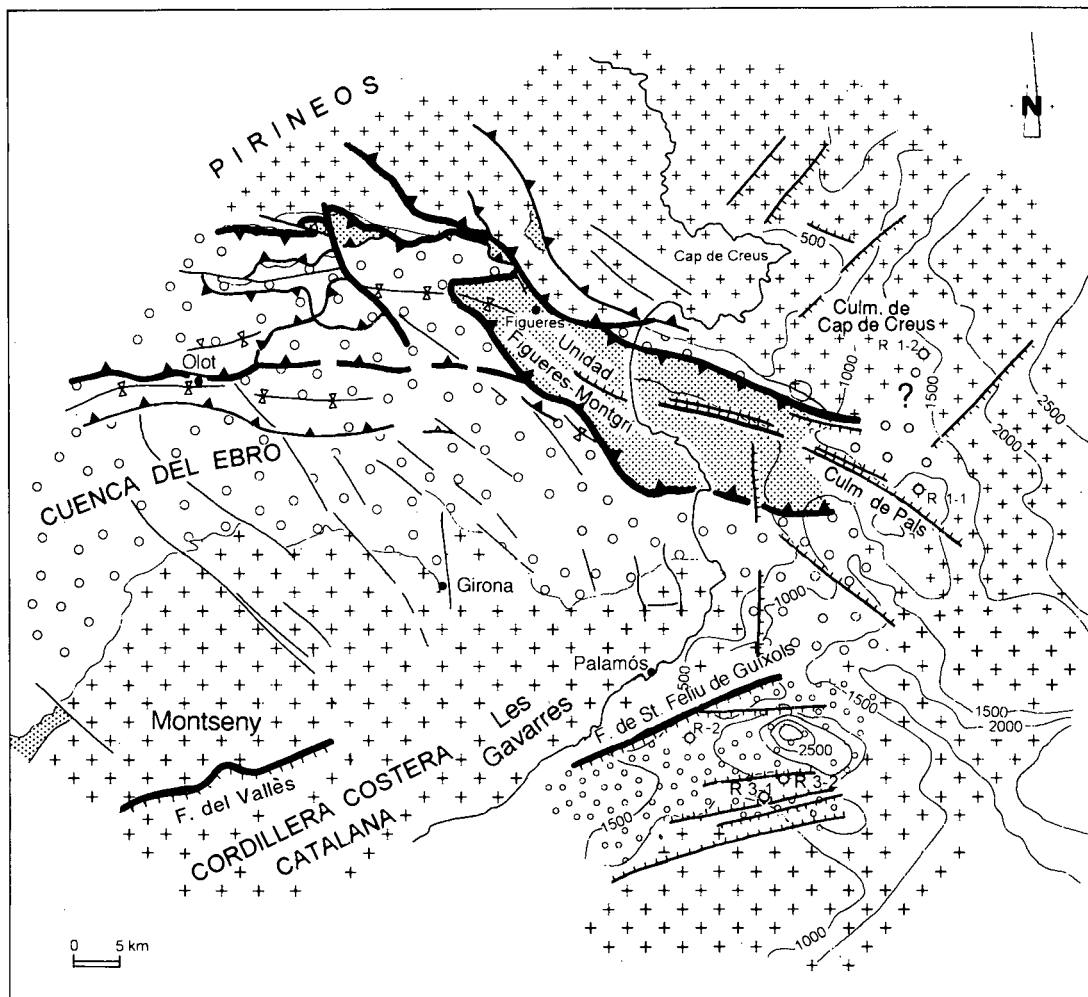


Figura 5. Mapa de distribución de materiales del substrato preneógeno, mostrando en *onshore* y *offshore* las principales estructuras paleógenas analizadas en este trabajo. Observar la prolongación hacia el margen oriental de la plataforma del manto de Figueres-Montgrí, así como la existencia de dos apreciables culminaciones de materiales paleozoicos (culminaciones de Cap de Creus y de Pals). Las isobatas del substrato preneógeno en el *offshore* vienen indicadas en metros (datum del nivel del mar). Comparar esta figura con la fig. 2. Leyenda complementaria en figura 2.

Figure 5. Subcrop map showing the onshore-offshore distribution of the pre-Neogene rocks (Paleozoic, Mesozoic and Paleogene) and the main Paleogene structures studied in this paper. Note the prolongation as far as the shelf edge of the Figueres-Montgrí thrust sheet and the two noticeable structural culminations of Paleozoic rocks (Cap de Creus and Pals culminations). The offshore pre-Neogene substratum isobaths are given in meters (sea level datum). Compare this figure with fig. 2. See also legend and figure caption in fig. 2. Big crosses: Paleozoic rocks. Small crosses: Paleozoic rocks involved in the Pyrenean orogen. Gray shadow: Mesozoic. Big circles: Paleogene related to the south Pyrenean foreland. Small circles: Paleogene related to the ENE-WSW half grabens.

de 100-200 m (200 msec en tiempo doble). Hacia los altos estructurales relativos o umbrales el espesor se reduce hasta desaparecer. En torno al plano principal de la falla de Sant Feliu de Guíxols, las litofacies de los niveles basales de la subunidad están constituidas predominantemente por conglomerados y brechas (reconocidos en el

sondeo Rosas 2, figs. 3, 9 y 10), que pasan verticalmente a sucesiones terrígenas más finas que intercalan niveles carbonatados y anhídricos. Hacia los sectores meridionales de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols (sondeo Rosas 3-2), las sucesiones reconocidas son de lutitas con intercalaciones de calizas y niveles con yeso. Todos estos

depósitos registrarían el desarrollo dominante en la depresión de sistemas deposicionales aluviales hacia cuyas zonas distales y marginales se formarían sistemas lacustres evaporíticos. Por otra parte, la notable presencia de clastos de rocas graníticas en toda la Unidad 2b (sondeo Rosas 2, fig. 10) apunta a batolitos graníticos de zonas vecinas (por ejemplo, alto de Les Gavarres, figs. 2 y 5) como área fuente principal de los aportes terrígenos.

Unidad 3: Oligoceno terminal (?) - Mioceno medio

La Unidad 3 comprende los materiales depositados entre las discontinuidades OM y MM (Fig. 4). El rango cronoestratigráfico de esta unidad varía en los distintos sectores considerados. En el sector sur podría cubrir desde el Chattense superior y desde el Mioceno inferior hasta parte del Mioceno medio. En el sector norte están representadas sólo las sucesiones superiores de la unidad, exclusivamente miocénicas. En ambos sectores, las relaciones geométricas de las sucesiones de la Unidad 3 con las estructuras extensivas allí reconocidas, las unidades infrayacentes y el sustrato precenozoico denotan que su sedimentación fue al menos parcialmente sintectónica pero que también se vio influida por la existencia de paleorelieves formados previamente a su sedimentación.

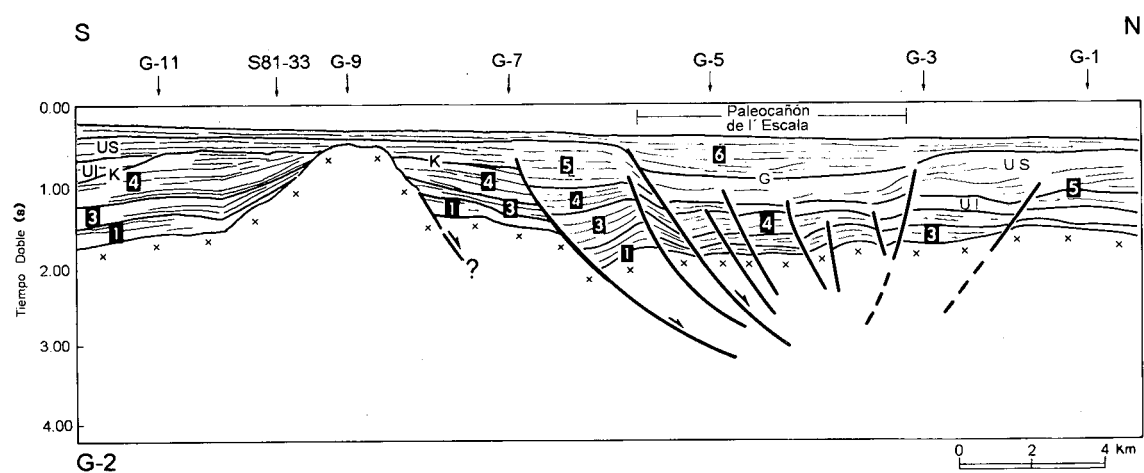
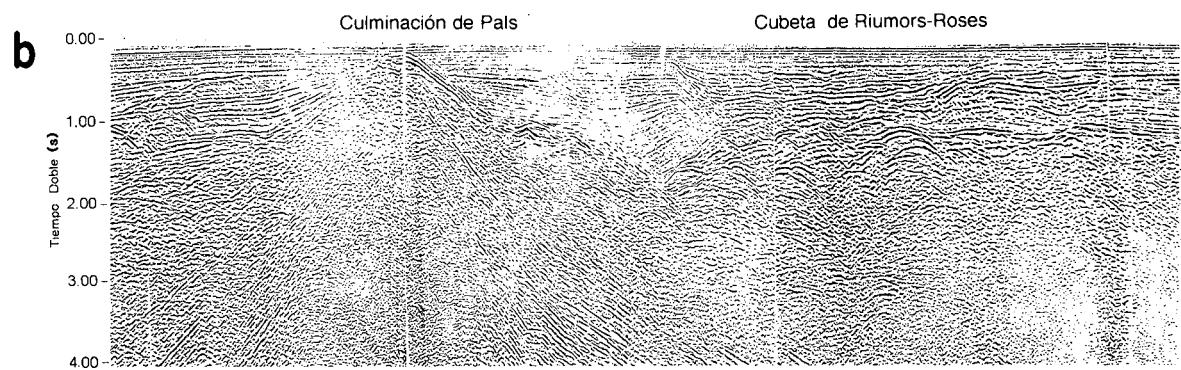
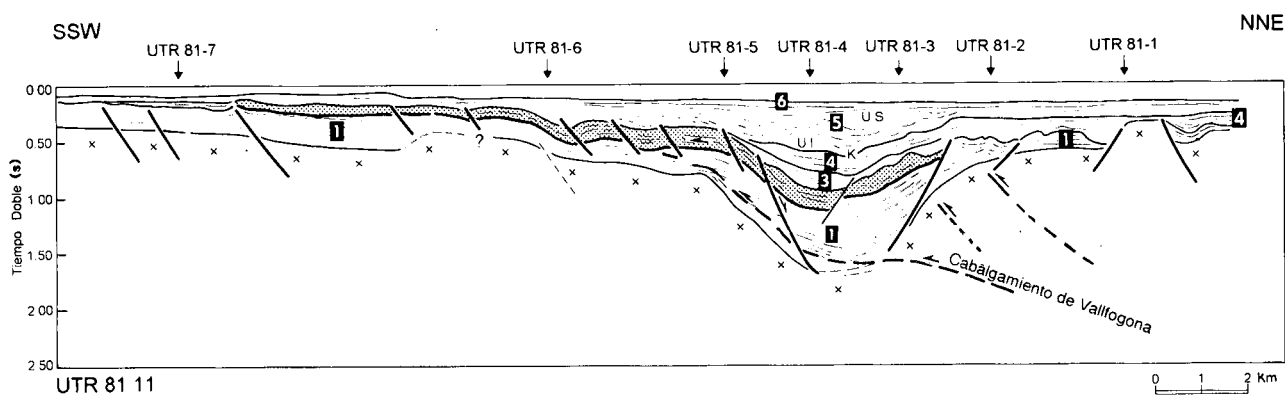
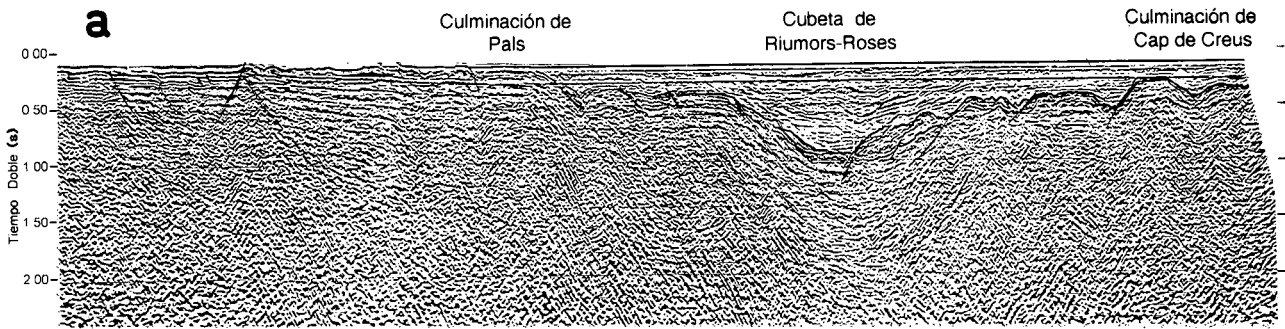
En el sector sur la unidad descansa en discordancia sobre la Unidad 2b ó el sustrato paleozoico (Figs. 9 y 11c) y su techo (discontinuidad MM) está recubierto por la Unidad 4. En este sector, la sedimentación de la Unidad 3 ha estado controlada por la actividad tardíapóstuma de las fallas de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols. No se ha reconocido la unidad en los altos estructurales relativos y principales del sector, ni en las zonas emergidas vecinas. Los sondeos han atravesado una potencia preservada de esta unidad que varía entre 320 m (Rosas 2) a 450 m (Rosas 3-1; fig. 10). El espesor máximo reconocido mediante líneas sísmicas es de unos 800 m aproximadamente (800-900 mseg en tiempo doble) y se sitúa próximo a la falla de Sant Feliu de Guíxols (Figs. 9 a 11). En las inmediaciones de la misma (sondeo Rosas

2), la Unidad 3 está formada por areniscas y areniscas conglomeráticas con intercalaciones de niveles calcáreos y glauconíticos en su base, que señalarían el inicio en el sector de transgresiones marinas, con implantación de dispositivos transicionales (abanicos litorales, etc). Estos materiales pasan hacia la zona meridional de la depresión de Sant Feliu de Guíxols a lutitas con intercalaciones de niveles carbonatados (Sondeos Rosas 3-1 y 3-2; fig. 10), indicadores de condiciones deposicionales marinas transicionales y de plataformas. Estos depósitos marinos sobre los materiales continentales de la Subunidad 2b serían atribuibles al Chattense terminal o al Mioceno inferior.

En el sector norte, los depósitos inferiores de esta unidad son exclusivamente miocénicos y se relacionan con el inicio de la actuación de estructuras extensivas de dirección NW-SE. En las áreas sumergidas, la distribución de la Unidad 3 estaría limitada fundamentalmente al interior de las cubetas de Begur y Riumors-Roses (Figs. 6 y 7a), reconocidas en el margen continental proximal (Fig. 2). Sólo en algunos altos estructurales relativos aparecerían ocasionalmente relictos de la misma (Figs. 7b y 11c). En las áreas emergidas vecinas al sector norte no ha sido posible demostrar la existencia de materiales equivalentes a la Unidad 3. La mayor parte de las sucesiones miocénicas aflorantes en las cubetas de La Selva, Fallines, y en el segmento emergido de la de Riumors-Roses, corresponderían al Mioceno superior (Fleta y Escuer, 1991; Agustí *et al.*, 1994; Saula *et al.*, en este volumen). No es descartable, sin embargo, que parte del registro miocénico reconocido en el subsuelo de estas cubetas (Sondeo GEOT-1 en la cubierta de Riumors-Roses) pudiera ser equivalente a esta unidad. La base de la Unidad 3 solapa la Unidad 1, el sustrato paleozoico y los materiales de la lámina cabalgante del Montgrí, todos ellos afectados por la generación de sucesivas superficies erosivas. Por ello, la Unidad 3 se adapta a una superficie paleotopográfica, a veces de acusado gradiente (Figs. 6 y 7). La configuración de los reflectores internos de esta unidad es fundamentalmente horizontal, con reflectores

Figura 6. Líneas sísmicas no migradas de orientación aproximada N-S mostrando las principales estructuras en la zona septentrional del *offshore*. a: Perfil UTR81-11 en el que se observan las culminaciones de Cap de Creus y de Pals, delimitando en *offshore* la cubeta de Riumors-Roses. La línea también muestra la presencia de la prolongación hacia el Sureste de la unidad alóctona de Figueres-Montgrí y su deformación en sinclinal debida al emplazamiento del cabalgamiento de Vallfogona. b: Perfil G-2 situado al Este de la línea anterior en el que se reconocen diversas fallas extensivas (algunas lístricas) afectando la cubeta de Riumors-Roses. Ver la situación de ambas líneas en la fig. 3.

Figure 6. Unmigrated seismic lines oriented North-South, showing the main structures in the northern part of the offshore in the study area. a: Profile UTR81-11 showing the Cap de Creus and Pals culminations, the Riumors-Roses basin and the eastern prolongation of the Figueres-Montgrí thrust sheet which was folded during the emplacement of the Vallfogona thrust. b: Profile G-2 showing the structure of the Riumors-Roses graben to the East of the former seismic line. Note location of the L'Escala paleocanyon. See location of both lines in fig. 3. Crosses: Paleozoic rocks. Gray shadow: Mesozoic rocks. 1: Paleogene (Paleocene-Eocene) of the southpyrenean Ebro foreland basin. 3: Miocene, Lower Unit. 4: Miocene, Upper Unit. 5: Pliocene (UI: Lower Unit. US: Upper Unit). 6: Quaternary.



x Paleozoico
 Mesozoico
 1 Paleógeno
 3 Mioceno UI
 4 Mioceno US
 UI 5 Plioceno
 6 Cuaternario

de fuerte amplitud, frecuencia baja a muy baja y continuidad lateral moderada a buena (Figs. 6 y 7). El espesor máximo reconocido de la unidad, según el sondeo Rosas 1-2 (Fig. 8), es de 200 m, coincidente con la potencia reconocida en los registros sísmicos en el interior de las cubetas. El sondeo Rosas 1-1 situado en un umbral, registra 64 m de calizas con materiales arcillosos, que pasan superiormente a calizas arenosas (con trazas de yeso) y calizas con bioclastos en la parte más alta. Como en el sector sur, aquí la sedimentación también corresponde a dispositivos deposicionales marinos transicionales y de plataforma mixta (areniscas con interdigitaciones de materiales calcáreos, sondeo Rosas 1-2; calizas y materiales terrígenos reconocidos en el sondeo Rosas 1-1, fig. 8).

Unidad 4. Mioceno medio alto a superior (Serravaliense?-Messiniense)

Esta unidad incluye el registro sedimentario comprendido entre las discontinuidades intra-miocena (MM) y messiniense (reflector K). La Unidad 4 presenta una amplia extensión areal, con marcadas diferencias en espesores, litología, disposición y control tectónico entre los sectores norte y sur. El rango cronoestratigráfico de esta unidad comprendería desde el Mioceno medio hasta el Messiniense. Al igual que la anterior, esta unidad se depositó sobre una superficie de erosión ampliamente extendida que afectó tanto a los altos estructurales como algunas de las anteriores zonas de sedimentación miocénica.

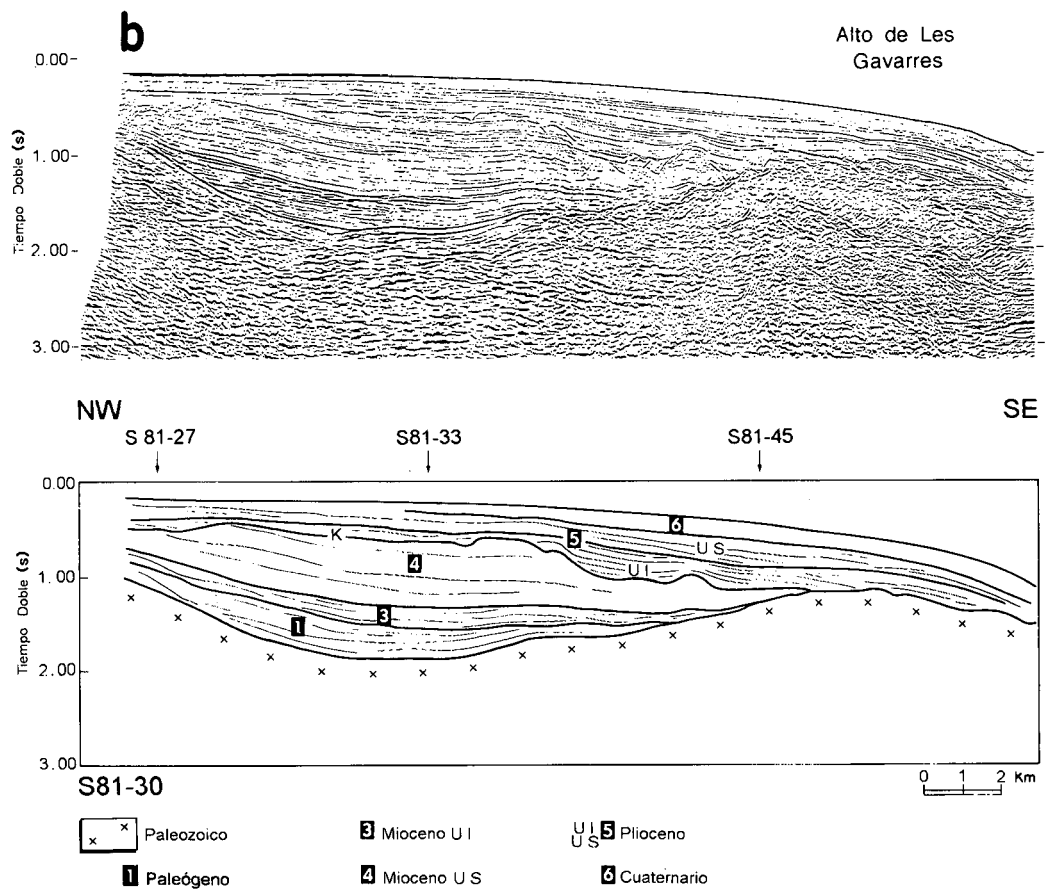
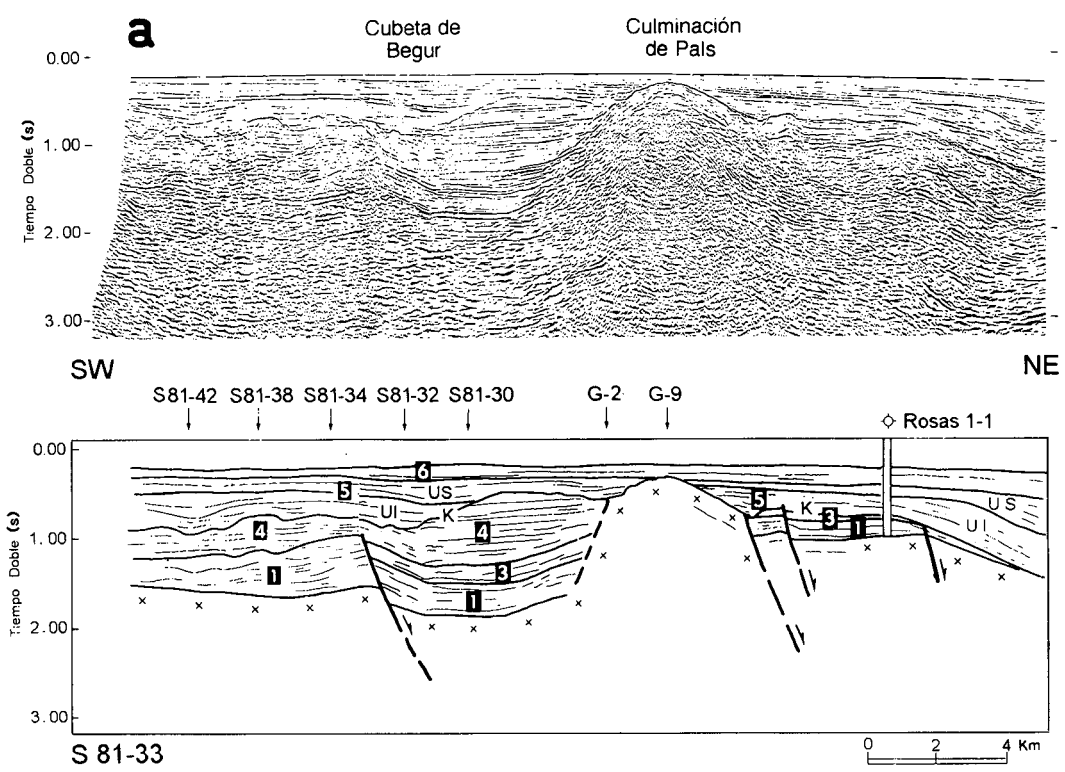
En el sector sur, los depósitos de esta unidad afloran localmente en las zonas de plataforma entre las localidades de Sant Feliu y Palamós (ITGE Hoja 35-42 E, 1989; Serra 1975; fig. 11). Sucesiones equivalentes a esta unidad serían observables en las zonas emergidas inmediatas, en la fosa del Vallès-Penedès y en la cubeta de la Selva, donde se desarrollaron depósitos conglomeráticos y arcósicos de abanicos aluviales alimentados por las vecinas áreas fuente graníticas. En las áreas sumergidas, las sucesiones de la Unidad 4 rellenan finalmente la depresión de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols y solapan completamente el techo de la Unidad 3 y los altos estructurales paleozoicos, ambos afectados por la disconti-

nuidad MM (Fig. 9). Ello señala el práctico cese de la actividad tectónica extensiva en este sector, sólo afectado por fallas menores. El espesor preservado de la unidad depende de su localización y es máximo hacia el borde sudoriental de la fosa de Sant Feliu de Guíxols (700 m; figs. 9 y 10, sondeo Rosas 3-2) a partir de donde disminuye hasta desaparecer hacia la costa y hacia el umbral paleozoico que separa el margen continental de la cuenca profunda catalano-balear (Fig. 11). La configuración interna de las reflexiones de la unidad es horizontal a subhorizontal, con facies sísmicas horizontales a subhorizontales y localmente divergentes hacia el sector meridional de la depresión de Sant Feliu de Guíxols. Los reflectores son de fuerte amplitud, frecuencia baja a moderada y buena continuidad lateral. En la base de la unidad, los reflectores terminan localmente en *downlap* sobre la Unidad 3 infrayacente o el substrato. Los escasos datos de sondeos indican que la unidad está formada por sucesiones terrígenas (lutitas con intercalaciones y tramos de areniscas y conglomerados areniscosos) depositados en dispositivos marinos transicionales y de plataforma terrígena (sondeos Rosas 2, 3-1 y 3-2; fig 10).

En el sector norte, los materiales de la Unidad 4 también presentan una amplia distribución areal con los principales depocentros controlados en parte por fallas de orientación NW-SE: cubetas de Riumors-Roses y Begur (Figs. 6 y 7). En este sector norte, la Unidad 4 solapa el techo de la Unidad 3, la Unidad 1 y quizá sectorialmente los materiales mesozoicos de la lámina del Montgrí (Figs. 6 y 7). El espesor de sus depósitos aumenta hacia los sectores distales del margen continental (Fig. 11c). La configuración interna de las reflexiones en la unidad es horizontal a subhorizontal y localmente oblicua en el área de la cubeta de Riumors-Roses y hacia el norte de la zona estudiada. Las facies sísmicas presentes son estratificadas paralelas a subparalelas, con reflexiones de amplitud y frecuencia moderadas en los depocentros principales de la cubeta de Begur y en la mayor parte del segmento sumergido de la de Riumors-Roses. En algunas zonas de esta cubeta y en algunos sectores vecinos al promontorio de Cap de Creus se observan disposiciones progradantes sigmoides, oblicuas-sigmoides

Figura 7. Líneas sísmicas no migradas de orientación NE-SW y NW-SE mostrando las principales estructuras en la zona de *offshore* meridional. a: Perfil S81-33 mostrando la culminación de Pals, delimitada al N por la cubeta de Begur y al sur por una falla normal de edad miocena. b: Perfil S81-30 donde tanto el zócalo paleozoico como el mioceno medio forman una culminación no afectada por una fracturación apreciable, y que es una prolongación hacia *offshore* del alto de Les Gavarres. Ver la situación de ambas líneas en la fig. 3.

Figure 7. Unmigrated seismic lines showing the main structures in the southern offshore study area. a: Profile S81-33 showing the structure of the Begur basin which belongs to a paleovalley bounded northwards by the Pals culmination and southwards by a minor culmination cut by a Miocene normal fault. b: Profile S81-33 in which unfaulted Paleozoic substratum and Miocene cover are uplifted forming a culmination which makes up the offshore prolongation of the Les Gavarres high. Note the the formation of this high is coeval to Miocene since it deforms the Paleogene (Unit 1) and to minor extent the Middle Miocene (Unit 3). See location of both lines in fig. 3. See fig. 6 caption for legend.



complejas y localmente progradantes paralelas, con reflectores de fuerte amplitud, moderada frecuencia y buena continuidad lateral. Finalmente, en zonas también vecinas al promontorio del Cap de Creus se configura como estratificada horizontal, caótica y semitransparente. La litología de los depósitos de esta unidad se reconoce localmente en el sondeo Rosas 1-2 (Fig. 8), que atraviesa 240 m de areniscas con intercalaciones de margas y presencia subordinada de materiales calcáreos. En el sondeo Rosas 1-1, no se reconocen materiales asignables a esta unidad (Fig. 8). Tanto por las características geométricas de sus reflectores como por sus litofacies es posible sugerir que buena parte de las sucesiones de la Unidad 4 indican un ambiente deposicional de plataforma terrígena a mixta. En la semifosa de Riumors-Roses y áreas próximas al promontorio del Cap de Creus, los materiales de esta unidad configuran, en cambio, un dispositivo sedimentario de plataforma y talud terrígeno, donde se depositaron los materiales de configuración caótica reconocidos en algunas líneas sísmicas.

En las zonas emergidas septentrionales, las sucesiones equivalentes a la Unidad 4 son exclusivamente continentales en la cubeta de Fallines, mientras que asociaciones de facies continentales y marinas coexisten en la cubeta de Riumors-Roses (Fleta y Escuer, 1991; S. G. G. C., 1992). En el sector sumergido de esta cubeta (Golfo de Roses) los materiales marinos miocénicos superiores predominan sobre los depósitos de abanicos litorales, mientras en el segmento emergido (Riumors) dominan los materiales depositados en abanicos aluviales (Sondeo Geot 1; Lanaja, 1987). Los afloramientos de esta unidad han sido atribuidos, a partir de su contenido paleontológico, al Mioceno superior (Agustí *et al.*, 1994; Saula *et al.*, en este volumen).

Unidad 5: Plioceno (Zancliense-Piacenziense)

Esta unidad incluye los materiales comprendidos entre las discontinuidades K y G (Fig. 4), las cuales han sido identificadas tanto en las zonas sumergidas como, puntualmente, en las emergidas (Vallès-Penedès, Fallines y la parte emergida de la semifosa de Riumors-Roses). La superficie de erosión messiniense tendió a realzar de nuevo los altos estructurales precenozoicos y excavó en los materiales neógenos infrayacentes una red de profundos paleovalles, algunos de los cuales posteriormente evolucionaron a cañones submarinos, como es el caso, en el sector sur, del cañón de La Fonera y, en el sector norte, del paleocañón de L'Escala (Fig. 11e), donde se observan las típicas estructuras de excavación y relleno (Figs. 6 y 7). La presencia de una discontinuidad in-

tra-pliocena de tipo 2 (Posamentier *et al.*, 1989), permite diferenciar dentro de la Unidad 5 dos subunidades, inferior y superior (Figs. 6 y 7).

En las zonas del offshore donde está presente, la Unidad 5 muestra un carácter general inicialmente expansivo hacia las zonas internas del margen continental y posteriormente claramente progradante hacia las externas. En su conjunto la unidad muestra una geometría en cuña, con disminución de los espesores hacia la costa. En el talud, hacia donde aumentan los espesores, se han medido espesores máximos de 1200 m (Fig. 7a y 11b). Cabe señalar la existencia de dos depocentros principales en el sector norte de la zona de estudio: la cubeta de Riumors-Roses, con espesores de hasta 600 mseg en su segmento sumergido (Figs. 6) y la cubeta de Begur, con 800 mseg (Figs. 6 y 7a).

La Subunidad inferior, netamente expansiva, rellena las partes más bajas de los valles y depresiones producidos por la erosión fini-messiniense (hecho que condiciona su potencia) y es reconocible en gran parte de la zona estudiada. Esta subunidad solapa el reflector K y se apoya discordantemente sobre los materiales pre-neógenos y miocenos. Muestra una configuración interna en general estratificada, horizontal a subhorizontal y ocasionalmente divergente. Las reflexiones son de moderada a fuerte amplitud y frecuencia moderada a baja en los sectores ocupados por la actual plataforma media-externa y el talud superior (Figs. 6, 7 y 9). En el sector norte de la zona de estudio, los sondeos Rosas 1-1 y 1-2 han atravesado depósitos terrígenos predominantemente finos de esta unidad (Fig. 8).

La Subunidad superior reposa discordantemente sobre la inferior y sobre los materiales pre-neógenos en los altos estructurales. Los reflectores de esta subunidad indican que ésta prograda hacia la parte distal del margen continental y solapa los depósitos preexistentes hacia la costa. Sus espesores tienden a aumentar hacia el talud, si bien en el margen proximal persisten los depocentros de las cubetas de Riumors-Roses y Begur (sector norte) y de los bordes del Cañón de la Fonera (sector sur) (Fig. 11e). La subunidad superior es una cuña progradante, con facies sísmicas estratificada y oblicuas en la plataforma (Figs. 7b y 9); estratificadas, oblicuas sigmoides en el talud (Figs. 9) y estratificadas, caóticas y semitransparentes en la base del talud, y la parte distal del margen (Fig. 9). La amplitud y la frecuencia de los reflectores son moderadas y su continuidad lateral buena, excepto en la base del talud donde las frecuencias son bajas. Los sondeos disponibles permiten identificar la litología de la subuni-

dad superior del Plioceno. En el sector sur, el sondeo Rosas 2 corta la parte inferior de la sucesión formada por 144 m de conglomerados y arenas que pasan a lutitas y arenas hacia techo (Fig. 10). En el sector norte esta subunidad es cortada por los sondeos Rosas 1-1 y 1-2 (Fig. 8) que atraviesan sucesiones predominantemente lutíticas y arenosas.

El desarrollo de esta unidad en el área emergida es significativo, aunque comparativamente menor respecto al observable en los depocentros del *offshore*. Los sedimentos marinos del Plioceno inferior recubren discordantemente los materiales del Mioceno superior y de la lámina cabalgante del Montgrí, sobre la superficie de erosión messiniense. En el área emergida de la cubeta de Riumors-Roses, los sedimentos del Plioceno inferior son aluviales, lacustres y marinos transicionales (Fleta y Escuer, 1991) y gradan lateral y verticalmente a las formaciones marinas (Zancliense) aflorantes en las localidades de Ciurana y Vilademat (Martinell, 1987; Agustí *et al.*, 1990; Agustí *et al.*, 1994). Estos depósitos serían probablemente equivalentes en parte a los de la Subunidad inferior, descritos anteriormente. Durante la etapa de máximo nivel del mar se implantó en la zona de Riumors un régimen marino de bahía (Martinell, 1973 y 1988; Fleta y Escuer, 1991). Los sistemas aluviales formaron abanicos litorales progradantes sobre las zonas de bahía. El Plioceno más alto (equivalente a la Subunidad superior) está representado en el segmento de Riumors por depósitos terrígenos de abanicos aluviales que se desarrollaron bordeando una zona de bahía.

En la cubeta de Fallines se registró sedimentación exclusivamente continental de abanicos aluviales a lo largo de todo el Plioceno (Agustí *et al.*, 1994). En los sondeos que alcanzan hasta el sustrato granítico pre-neógeno, no se ha detectado la presencia de depósitos marinos pliocénicos (Fleta y Escuer, 1991).

Unidad 6: Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno)

En la plataforma y el talud continental, la Unidad 6 reposa a menudo sobre una superficie erosiva desarrollada sobre la Unidad 5 (contacto definido por el denominado reflector G, fig. 4) y el sustrato pre-pliocénico. Hacia la base del talud y el glacis el contacto se resuelve en una paraconformidad y en una superficie de continuidad (Figs. 6, 7 y 9). La superficie erosiva es subhorizontal en la plataforma y da lugar a importantes incisiones en el talud. Destacarían entre ellas el paleocañón de L'Escala y los cañones de Cap de Creus y de Lacaze-Duthiers.

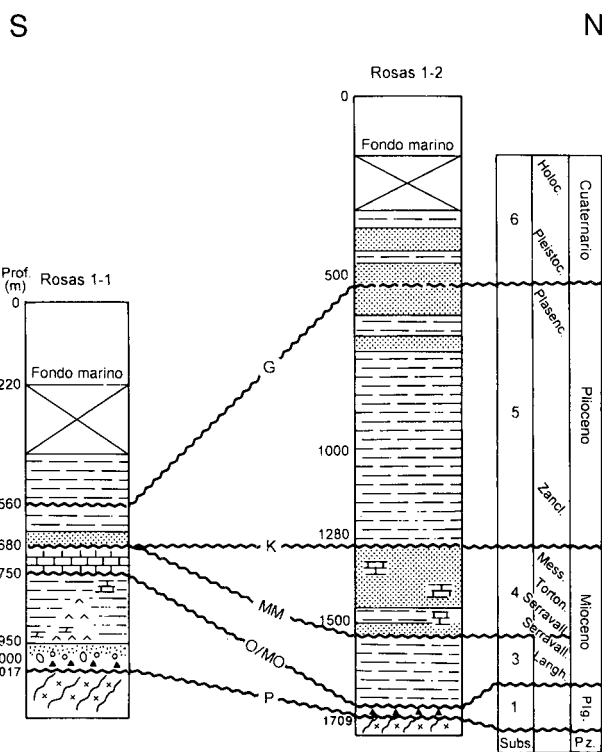


Figura 8. Columnas litológicas de los sondeos de exploración petrolífera situados en el sector norte de la zona de estudio. En el sondeo Rosas 1-1 destaca el escaso desarrollo de las unidades neógenas y la presencia de depósitos paleógenos atribuidos en este trabajo al Eoceno inferior-medio. El sondeo Rosas 1-2 muestra un mayor desarrollo de las sucesiones neógenas. Ver situación de los sondeos en las figuras 3, 5 y 11. Leyenda litológica en la fig. 10.

Figure 8. Lithologic logs of oil exploration wells in the northern part of the study area. Note the occurrence of likely Lower-Middle Eocene, foreland related deposits and the low thickness of the Neogene sequences in the Rosas 1-1 well. The Rosas 1-2 well shows thicker Neogene (mainly Pliocene) sequences. See oil well location in figs. 3, 5 and 11. Lithologic legend in fig. 10.

Las facies sísmicas dominantes son estratificadas horizontales en la plataforma (Figs. 6b y 7b) y oblicuas a complejo-sigmoides en el talud superior, para pasar a ser de nuevo estratificadas subhorizontales y semitransparentes en la base del talud y el glacis, donde es difícil diferenciarlas de las facies de la Unidad 5. Por ello la geometría de la Unidad 6 corresponde a una cuña terrígena progradante de plataforma-talud.

Diversos trabajos indican que los materiales de esta unidad están compuestos, al menos en la plataforma media-externa y el talud, por gravas, arenas relictas y limos fangosos (Got, 1973; Ercilla, 1992). En la plataforma, los espesores disminuyen hacia la costa y aumentan hacia el talud, con valores máximos de 600-800 mseg

en el flanco sur del paleocañón de L'Escala (Fig. 6b). En éste se ha podido diferenciar una fase de relleno durante el Pleistoceno inferior (Got, 1973) a la que sigue, en discordancia, una fase de carácter netamente progradante.

En *onshore*, en la cubeta de Fallines y en la parte emergida de la de Riumors-Roses, la Unidad 6 está formada fundamentalmente por depósitos terrígenos aluviales y por depósitos de terrazas escalonados de una red de valles fluviales cuyos colectores principales son el Ter, el Fluviá y la Muga. Estos cursos han dado lugar a los actuales dispositivos deltaicos que registran el último ascenso y estabilización del nivel del mar durante el Holoceno (transgresión Versiliense; Bach, 1986; Marqués y Julià, 1986). Existen además depósitos lacustres terrígenos y carbonatados de edad pleistocena a holocena, bien desarrollados en la cubeta de Banyoles-Besalú donde recubren el substrato pre-neógeno (Julià, 1980; Agustí *et al.*, 1990; Saula *et al.*, en este volumen). En las semifosas de La Selva y del Vallès-Penedès, los depósitos dominantes son brechas, conglomerados y arcosas aluviales, ocasionalmente relacionados con zonas endorreicas donde se depositaron lutitas y turbas, en medios lacustres y pantanosos.

ESTRUCTURA

Tal como se ha señalado en la Introducción, el área estudiada se sitúa en el sector donde se superponen las estructuras compresivas de la parte meridional de los Pirineos Orientales con las estructuras extensivas oligoceno-neógenas del margen noroccidental del sistema de cuencas Provenzal y Catalano-balear (Roca, 1992). En esta zona, el orógeno pirenaico está constituido por un apilamiento de láminas cabalgantes dirigidas hacia el Sur que se emplazaron entre el Cretácico superior y el Oligoceno inferior (Fontboté *et al.*, 1986; Pujadas *et al.*, 1989; Pujadas, 1990). Por su parte, las estructuras extensivas de las cuencas Provenzal y Catalano-balear quedan representadas por dos sistemas de fallas extensivas de diferente orientación. El primer sistema de fallas, de dirección NE-SW a NNE-SSW, de edad oligocena superior-miocena inferior, se encuentra bien desarrollado en el sector sur del área estudiada, entre Begur y Sant Feliu de Guíxols (Figs. 2 y 5). El segundo sistema, más moderno (Neógeno superior), consta de las fallas NW-SE que se localizan en la parte más septentrional del margen estudiado. Estas fallas NW-SE forman parte del sistema que, desde L'Empordà hasta el N de Menorca, separan la Cuenca Catalano-balear de la Provenzal (Fig. 1).

Por todo ello, dentro de la zona estudiada es posible distinguir tres grupos principales de estructuras relacionadas: a) con la compresión cretácica superior-paleógena, b) con la extensión oligocena superior-neógena inferior, y c) con la extensión neógena superior. Cada uno de estos grupos de estructuras es caracterizable por su distinta significación en la evolución regional y sus distintos niveles de desarrollo.

Estructuras contractivas

La estructura de edad paleógena de la zona estudiada está determinada por la superposición de diversas láminas cabalgantes que involucran rocas del zócalo hercínico, materiales de la cobertera mesozoica y sedimentos paleógenos de la cuenca de antepaís surpirenaica. Estas estructuras han sido descritas y se observan bien en la zona actualmente emergida (Clavell, *et al.*, 1988; Pujadas *et al.*, 1989). En cambio, en la zona sumergida las estructuras contractivas no son directamente observables en las líneas sísmicas estudiadas y su configuración general sólo puede deducirse por el reconocimiento, a partir del análisis de las fábricas sísmicas, de los materiales que constituyen las distintas unidades estructurales anteriormente mencionadas (Figs. 5 a 7, y 9).

Los materiales del zócalo hercínico que afloran en el extremo oriental emergido del Pirineo constituyen culminaciones a diversas escalas cartográficas. La más extensa está relacionada con el apilamiento antiformal de la zona axial. Este antiformal, de dirección E-W, es el resultado de la superposición de diversas láminas de zócalo hercínico, tal y como puede observarse en transversales más occidentales (Muñoz, 1992a, 1992b). En su extremidad más oriental, el apilamiento está formado por una combinación de cabalgamientos y fallas direccionales dexas. Estas estructuras muestran cartográficamente una geometría escalonada, con direcciones variables de NNW-SSE a E-W. La componente de direccionalidad dextra de las fallas aumenta al aproximarse éstas a una dirección N-S. A este conjunto de cabalgamientos y fallas direccionales dexas pertenecen la falla de La Jonquera y el cabalgamiento del macizo del Cap de Creus (Figs. 2 y 5). Este último cabalgamiento se halla recubierto en la depresión de L'Empordà por materiales neógenos y cuaternarios (Fig. 2), habiéndose deducido su presencia a partir de perfiles sísmicos y de estudios gravimétricos (Rivero, 1993). Algunos de estos cabalgamientos son fuera de secuencia ya que superponen rocas paleozoicas encima de materiales paleógenos y mesozoicos estructurados previamente.

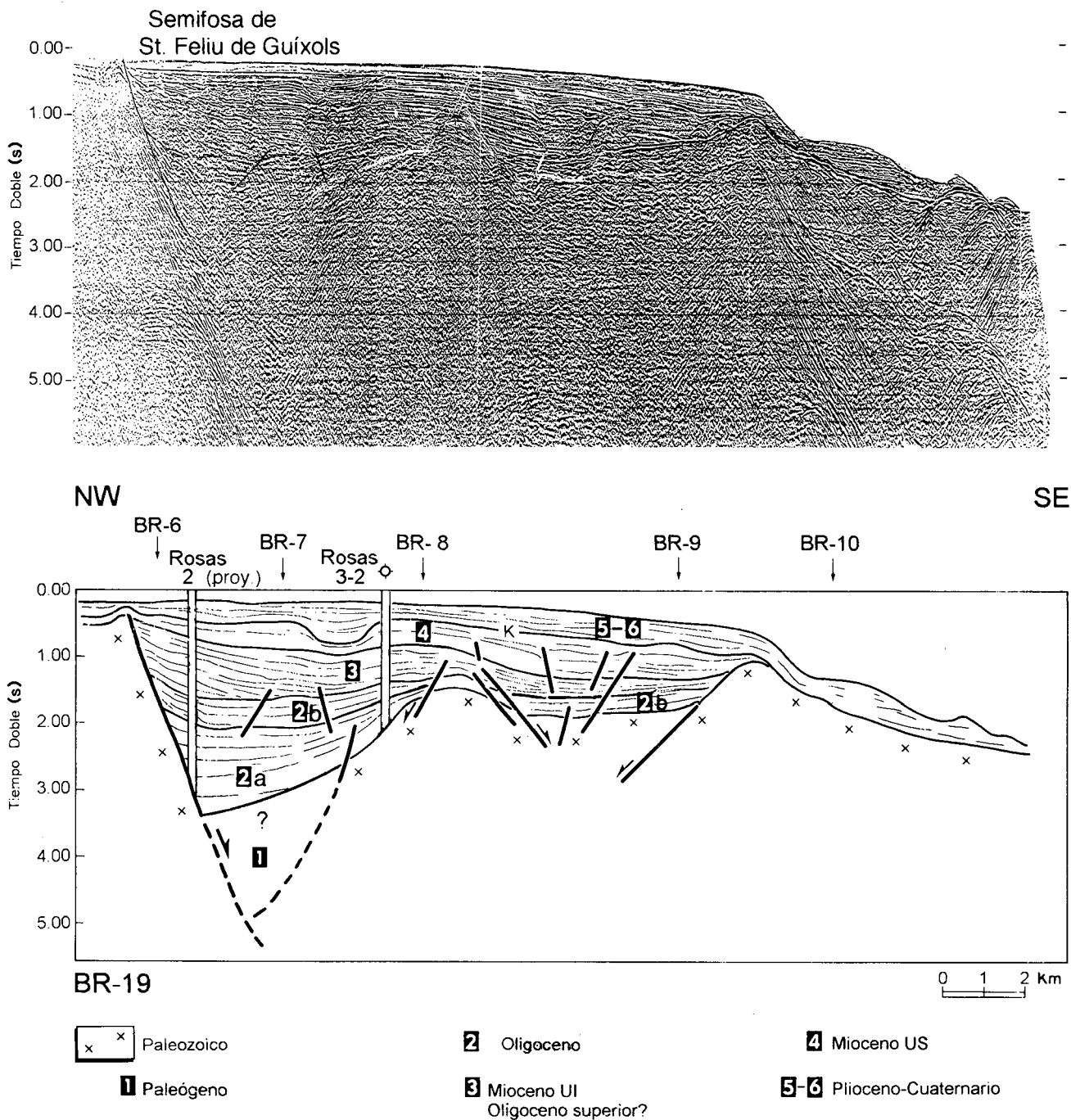


Figura 9. Línea sísmica no migrada de orientación NW-SE mostrando las principales características de la semifosa de Sant Feliu de Guixols. La presencia de sucesiones paleógenas de antepaís (Unidad 1) en el sustrato de las partes más profundas de la semifosa no ha sido confirmada debido a la ausencia de datos bioestratigráficos que permitan una atribución cronológica fiable. Ver la situación de la línea en la fig. 3.

Figure 9. Unmigrated northwest-southeast oriented seismic line showing the main structural features of the offshore St. Feliu de Guixols half graben. The WNW-ESE oriented graben is bounded to the N by the Sant Feliu de Guixols major basement fault which, according to this seismic image and the chronostratigraphic age attributed to the half-graben infill (Unit 2 and 3), was mainly active during the Late Oligocene. See location of the line in fig. 3. Crosses: Paleozoic rocks. 1: Paleogene (Paleocene-Eocene?) of the southpyrenean foreland (occurrence not confirmed by wells). 2: Paleogene (mainly Late Oligocene) of the half graben infill. 3: Latest Oligocene?- Miocene, Lower Unit. 4: Miocene, Upper Unit. 5-6: Pliocene-Quaternary.

En la zona sumergida, las líneas sísmicas ponen de manifiesto la existencia de culminaciones del zócalo hercínico situadas entre surcos rellenos de sedimentos que dan lugar a paquetes de reflectores muy evidentes (Figs. 6 y 7). El significado estructural de estas culminaciones, y su asociación con las estructuras contractivas o con las extensivas constituye una de las dificultades de la interpretación de las líneas sísmicas. En la línea UTR81-11 (Fig. 6a), se observa un sinforme flanqueado por dos culminaciones del zócalo. La culminación de Cap de Creus, al Norte, tiene una dirección WNW-ESE, y está en continuidad cartográfica con el apilamiento antiformal de la zona axial. Hacia el Este, esta culminación septentrional se continúa hasta el borde de la plataforma continental, si bien de forma menos patente (Fig. 6b).

Los materiales mesozoicos se agrupan en dos unidades: a) los mantos inferiores de L'Empordà, y b) el manto superior de L'Empordà, denominado manto de Figueres-Montgrí (Solé Sabarís, 1933; Ashauer, 1934).

Los mantos inferiores de L'Empordà comprenden las unidades alóctonas de materiales mesozoicos que se encuentran adosadas al hercínico de la zona axial (unidades de Bac Grillera y Biure; Fig. 2). Estas unidades definen una estructura sinforme E-W encima de los materiales de facies garumnienses y eocenos que, buzando hacia el Sur, reposan discordantemente sobre el zócalo hercínico. Su estructura interna se caracteriza por el apilamiento de diversas láminas cabalgantes que involucran una serie mesozoica reducida y poco potente de materiales del Triásico, Jurásico y Cretácico superior (Estévez, 1968a y 1968b; Pujadas *et al.*, 1989). Los mantos inferiores de L'Empordà controlaron la sedimentación durante el Paleoceno y el Eoceno inferior, y están fosilizados por materiales del Eoceno inferior alto (Cuisiense; Pujadas *et al.*, 1989). Estos mantos inferiores de L'Empordà no han sido reconocidos en los perfiles sísmicos del área sumergida.

El manto superior de L'Empordà, o de Figueres-Montgrí, integra láminas cabalgantes con una potente serie mesozoica que incluye materiales del Triásico, Jurásico y Cretácico. El manto presenta una estructura sinforme, y está situado al Sur y encima de los mantos inferiores de L'Empordà (Figs. 2 y 5). En el sector occidental del manto (entre Figueres y Montgrí), las estructuras que afloran entre los materiales neógenos están orientadas NW-SE, tanto en los materiales mesozoicos del bloque superior como en los materiales terciarios de la cuenca del Ebro que forman el bloque inferior. Este manto se prolonga bajo la plataforma continental actual (Figs. 2, 5 y 6a), donde se han reconocido un conjunto de

reflectores, atribuibles a materiales mesozoicos, deformados por un sinforme y situados encima de reflectores interpretados como materiales paleógenos de la cuenca de antepaís surpirenaica (Fig. 6a). Aunque no se dispone de datos de sondeo que confirmen la presencia de materiales mesozoicos en el margen proximal, la asignación al manto de Figueres-Montgrí del citado conjunto de reflectores se fundamenta en el análisis de la respuesta sísmica, que parece señalar la presencia de calizas, y en su posible correlación con las calizas mesozoicas perforadas en L'Empordà, a 1.020 m de profundidad, en el sondeo Geot-1 (Fleta y Escuer, 1991). Actualmente el manto de Figueres-Montgrí se prolonga unos 13 km aguas afuera de la línea de costa, en dirección E (Figs. 2 y 5), pero la distancia hasta donde se extendía originariamente no se puede precisar ya que ha sido erosionado posteriormente a su emplazamiento. El manto de Figueres-Montgrí se desplazó, fuera de secuencia, durante el Eoceno medio y superior (Pujadas *et al.*, 1989).

La orientación variable del cabalgamiento frontal del manto de Figueres-Montgrí, así como su posición fuera de secuencia encima de unidades estructuradas previamente, plantea el problema de la significación estructural de este manto respecto al conjunto de mantos surpirenaicos y, especialmente, su dirección de transporte. La similar extensión cartográfica del tramo occidental emergido, de orientación NW-SE, y del sumergido, E-W (Fig. 5), no permite decidir cual de las dos orientaciones corresponde a una rampa oblicua y cual a una rampa frontal. Sin embargo, cualquiera de las hipótesis adoptadas implica un desplazamiento importante de esta unidad del orden de decenas de kilómetros.

El cabalgamiento basal del sistema de cabalgamientos surpirenaico, denominado cabalgamiento de Vallfogona, está bien caracterizado en el Pirineo Oriental al Oeste de la falla de Albanyà (Muñoz *et al.*, 1986; Vergés y Martínez, 1988; Martínez *et al.*, 1989). Al Este de esta falla, el cabalgamiento de Vallfogona está cubierto por materiales neógenos y no aflora (Fig. 2). Sin embargo, las líneas sísmicas, tanto de la zona emergida (Fig. 3; Rivero, 1993) como de la sumergida (Fig. 6a), permiten estimar la localización aproximada del cabalgamiento. Si bien no es directamente observable en las líneas, ha sido deducido por la presencia de una rampa de bloque superior, constituida por materiales del zócalo hercínico y sucesiones paleógenas, por encima de reflectores con un suave buzamiento hacia el Norte. Esta geometría se observa principalmente en las líneas sísmicas del sector emergido (Rivero, 1993). El frente del cabalgamiento de Vallfogona ha de estar situado al Sur de

NW

SE

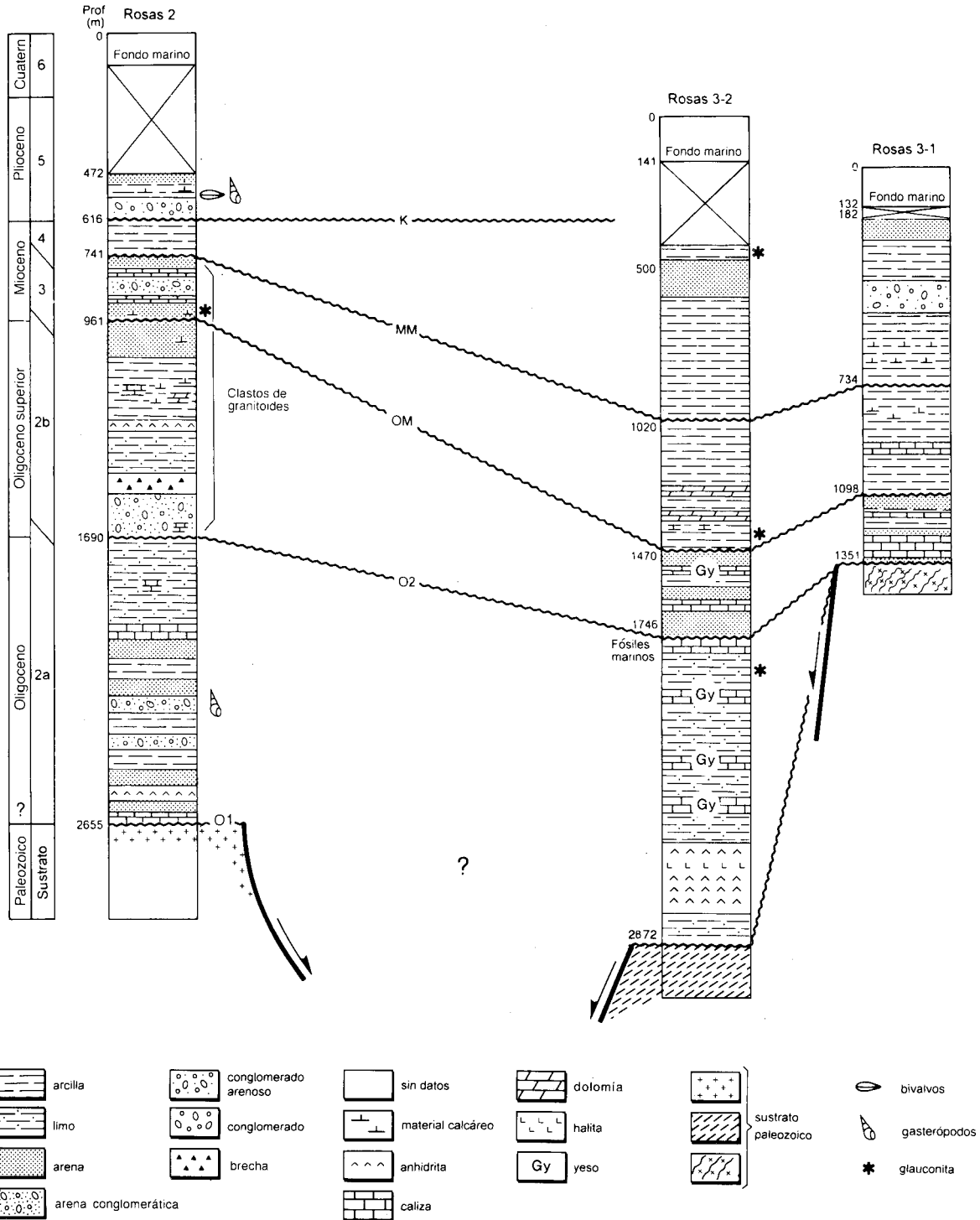


Figura 10. Columnas litológicas de los sondeos de exploración petrolífera situados en el sector sur de la zona de estudio, en la semifosa de Sant Feliu de Guíxols. Ver situación de los sondeos en las figuras 3, 5 y 11 y explicación más detallada en el texto.

Figure 10. Lithologic logs of oil exploration wells in the southern part of the study area, after a cross-section nearly transverse to the Sant Feliu de Guíxols half graben orientation. See oil well location in figs. 3, 5 and 11.

dicha rampa, y muy probablemente se localice en el flanco meridional de un sinclinal situado al Sur de la rampa de bloque superior. Tomando como referencia la orientación WNW-ESE de este sinclinal y su traza cartográfica, el frente del cabalgamiento de Vallfogona continuaría al Este de la falla de Albanyà, paralelo a la rampa de materiales hercínicos y al sinclinal, hasta entroncarse con el cabalgamiento inferior del manto de Figueres-Montgrí (Figs. 2 y 6a). Según esta interpretación, el cabalgamiento de Vallfogona estaría muy poco desplazado por la falla de Albanyà. El cabalgamiento de Vallfogona es posterior al emplazamiento del manto de Figueres-Montgrí (de edad eocena media-superior) dado que éste está basculado en su sector norte por la rampa de bloque superior asociada al cabalgamiento de Vallfogona. Los materiales más modernos de la cuenca de antepaís afectados por el sistema de cabalgamientos frontales tienen una edad eocena superior (Saula *et al.*, en este volumen). No se conocen criterios de campo en la extremidad oriental del Pirineo que permitan acotar la edad de fosilización del cabalgamiento de Vallfogona. Debíó emplazarse después de la acumulación de los materiales del Eoceno superior que deforma, y probablemente no sea más moderno que el Oligoceno inferior (edad del cabalgamiento en la transversal del manto del Pedraforca) (Vergés, 1993).

Estructuras relacionadas con la extensión oligocena superior-miocena inferior

Una vez finalizada la estructuración compresiva en el Oligoceno inferior, los Pirineos y las Cadena Costeras Catalanas fueron sometidas a una situación extensiva relacionada con la formación de las cuencas Provenzal y Catalano-balear durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior. Esta extensión generó un sistema de *horsts* y *grabens*, de orientación preferente ENE-WSW a NE-SW (Roca y Guimerà, 1992), limitados por fallas extensivas con saltos superiores a los 2.000 m. A lo largo de la zona emergida del margen continental catalán, estas fallas muestran una geometría escalonada en sentido dextro (Fig. 1), y se han interpretado, en gran parte, como estructuras de inversión de antiguos cabalgamientos paleógenos, con una importante componente direccional sinistral (Guimerà, 1984; Anadón *et al.*, 1985).

En el área estudiada, la deformación extensiva oligocena superior-miocena inferior sólo está desarrollada en su parte meridional (Fig. 5), donde presenta características similares a las de sectores emergidos del margen catalán meridional (Roca, 1992; Roca y Guimerà, 1992;

Bartrina *et al.*, 1992). Así pues, se observan dos fallas principales de orientación ENE-WSW, que son la del Vallès-Penedès y la de Sant Feliu de Guíxols (Fig. 5).

La falla del Vallès-Penedès está inclinada hacia el SE y afecta rocas del zócalo hercínico y del Mioceno. Su salto disminuye rápidamente hacia el NE, desde 1500 m frente al Montseny hasta desaparecer casi completamente en el extremo SW de la cubeta de La Selva (Fig. 2). Es una falla que separa un bloque inferior septentrional, no deformado por fallas extensivas, de un bloque superior sudoriental donde el zócalo hercínico está afectado por unas pocas fallas normales que, inclinadas generalmente al NW, se sitúan principalmente en el interior de la semifosa del Vallès-Penedès (Roca, 1992). El contacto entre el relleno de esta semifosa y macizo paleozoico del Montnegre que la limita por el SE no es, aparentemente, tectónico. Los depósitos basales del relleno de la semifosa, con una inclinación de 10°-15° hacia el NW, se disponen solapando suavemente los relieves paleozoicos del Montnegre. Esta relación sugiere que la estructura de esta área puede equipararse a la de un simple bloque superior inclinado hacia el NW cubierto en sus partes más deprimidas (NW) por sedimentos de edad miocena. La edad del movimiento extensivo de esta falla principal es difícil de determinar por la falta de datos bioestratigráficos que permitan datar los sedimentos sintectónicos más antiguos que rellenan la semifosa. No obstante, teniendo en cuenta la edad deducida para el movimiento de la misma falla en el Vallès Occidental y en el Penedès (Cabrera, 1981a y b; Bartrina *et al.*, 1992), puede suponerse que en el sector estudiado la extensión también se produjo principalmente en el Mioceno inferior. Este movimiento normal, aunque muy atenuado, se prolonga hasta la actualidad, tal como constata la reciente actividad sísmica del área y la morfología del frente montañoso asociado a la falla (Masana, 1994).

La falla de Sant Feliu de Guíxols se localiza en la parte sumergida del margen, frente al macizo de Les Gavarres (Figs. 2 y 5). Con una inclinación hacia el SE, el desplazamiento vertical de esta falla es máximo (6 a 7 km) en su sector central, al SE de Palamós (Fig. 9), y disminuye gradualmente hacia sus extremos ENE y WSW: 1000 m en su terminación sudoccidental, próxima a la localidad de Calella situada fuera del área estudiada; 1.500-2.000 m hacia su extremo nororiental, 20-30 km al Este de la localidad de Llafranc.

Al Sureste de la falla de Sant Feliu de Guíxols, el substrato pre-oligoceno superior se encuentra basculado hacia el NNW, formando la semifosa de Sant Feliu de

Guíxols. Esta semifosa, rellena por sedimentos oligocenos a miocénicos inferiores, y recubierta por depósitos miocénicos medios a cuaternarios, está afectada por fallas menores NE-SW a E-W que compartimentan el substrato pre-cenozoico basculado (Fig. 11). En la línea BR-19 (Fig. 9), se observa la geometría resultante, sin un *roll-over* aparente que permita atribuir una geometría lítica a la falla.

Al Norte de la falla de Sant Feliu de Guíxols, la deformación oligocena superior-miocena inferior es muy similar a la reconocida al Norte de la falla del Vallès-Penedès. Los datos sísmicos indican la existencia de unas pocas fallas normales, con desplazamientos verticales hectométricos, orientadas de N-S a NE-SW. Su edad esencialmente oligocena superior-miocena inferior está determinada porque deforman las estructuras contractivas paleógenas y, a su vez, están fosilizadas por las sucesiones neógenas superiores.

El inicio del movimiento normal de la falla de Sant Feliu de Guíxols es difícil de determinar tanto por la mala definición de los perfiles sísmicos en las partes profundas de la semifosa adyacentes a la falla como por la falta de sondeos que corten esta parte de la semifosa. No obstante, el engrosamiento y la disposición en abanico abierto hacia la falla de los depósitos de la Unidad 2a (Fig. 9) indican que la falla ya fue activa durante el Oligoceno superior. Su movimiento normal se prolongaría, aunque atenuado, durante la deposición de la Unidad 3. Posteriormente, durante la sedimentación de las unidades 4 y 5 (Mioceno medio a Plioceno), la actividad de la falla decrece considerablemente, casi hasta desaparecer. La Unidad 4 recubre los relieves creados previamente, y sólo, en determinadas transversales (por ej., línea MAP-77-22A en Roca, 1992) está afectada ligeramente por la falla de Sant Feliu de Guíxols. En dichas transversales, el recubrimiento de la falla por las sucesiones plio-cuaternarias denota que durante este periodo no ha habido ningún movimiento destacable de la misma.

Estructuras relacionadas con la extensión neógena superior

A lo largo del Mioceno medio, y de forma gradual, cesó la actividad extensiva de la mayor parte de las fallas ENE-WSW de la zona estudiada y se activó el sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE en la mitad nororiental de la zona de estudio, donde generaron un nuevo sistema de *horsts* y *grabens* orientados NW-SE. Estas fallas, de acuerdo con las cartografías geológicas realizadas re-

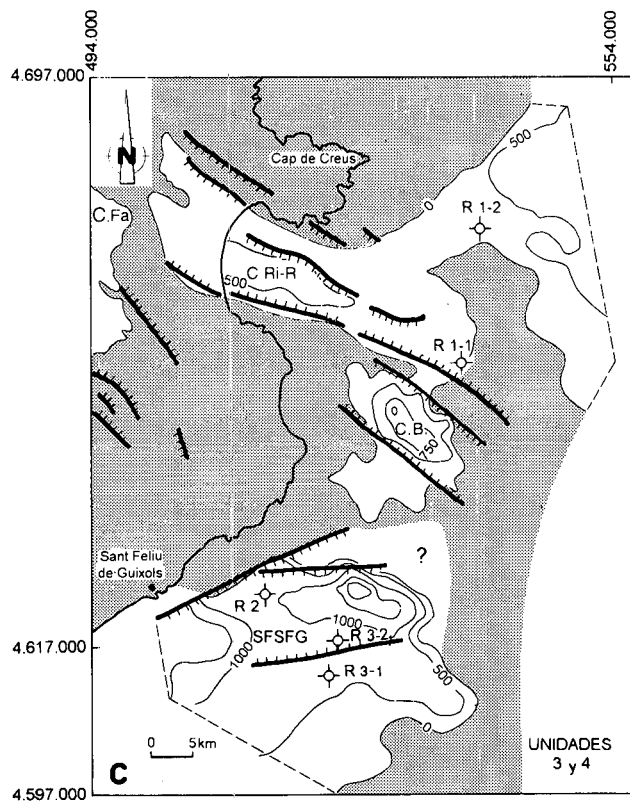
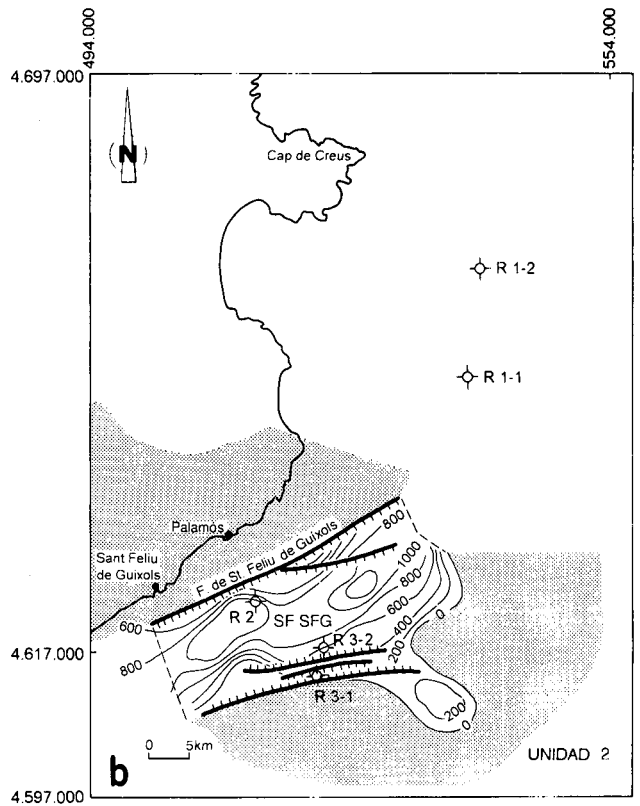
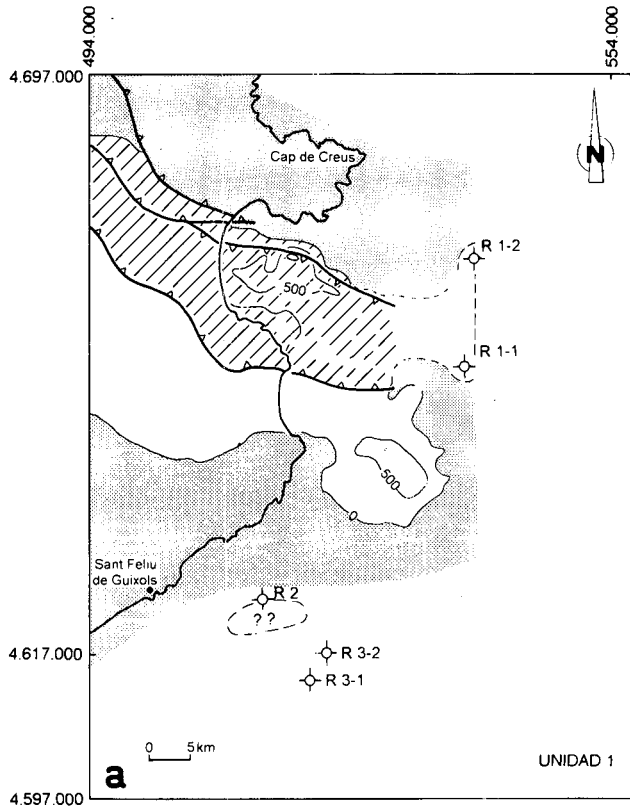
cientemente en este área (Barnolas *et al.*, 1983; Barnolas *et al.*, 1994; Martínez *et al.*, 1994), habrían sido en su mayoría ya activas como direccionales dexas antes del Paleoceno y, en algún caso, quizás también como direccionales durante el Paleógeno, análogamente a lo observado más al Norte, en la falla de Albanyà (Julià, 1979; Martínez *et al.*, 1994).











El sector afectado por la deformación extensiva posterior al Mioceno medio coincide, en gran parte, con las zonas que fueron poco o nada deformadas durante la extensión oligocena superior-miocena inferior (Figs. 2 y 5). En estas áreas, la estructura de edad miocena media-cuaternaria está determinada por el movimiento normal de fallas NW-SE a NNW-SSE, que cortan y desplazan las rocas del zócalo hercínico y de la cobertera meso-cenozoica. Estas fallas, a excepción de la reactivación de la falla de Albanyà, no guardan relación aparente con las estructuras contractivas paleógenas a las que cortan conjuntamente con su autóctono infrayacente. Las fallas NW-SE y NNW-SSE son por lo general de geometría plana y están fuertemente inclinadas, con la parte superior de sus planos casi vertical. A excepción de las situadas en el margen norte de las cubetas de Riumors-Roses (Figs. 2 y 6), que lo hacen hacia el SW, la mayor parte de las fallas buzan hacia el NE. En la zona actualmente emergida, la estructura resultante del movimiento de todas estas fallas, es la de un conjunto de bloques, ligeramente inclinados (10°-15°) hacia el SW, que se hundan escalonadamente hacia el NE hasta la falla de Garriguella-Roses. De acuerdo con esta configuración estructural, las áreas más deprimidas se sitúan en el extremo nororiental del sistema, en el área actualmente ocupada por la cubeta de Riumors-Roses (Figs. 2, 6 y 11c). Además de ésta, se generaron las cubetas de Fallines, La Selva y de Begur (Figs. 2, 7 y 11c).

Cubeta de Riumors -Roses

Esta cubeta incluye la depresión de Riumors y el depocentro del *offshore* situado en la zona del golfo de Roses (Figs. 2, 6 y 11c). La rellenan materiales neógenos cuyos afloramientos son de edad miocena superior-holocena (Gibert *et al.*, 1980; Fleta *et al.*, 1991; Agustí *et al.*, 1994). La gravimetría apunta a que el substrato pre-neógeno en la zona emergida de la depresión de Riumors-Roses podría encontrarse cerca de los 2.000 m de profundidad (Rivero, 1993), siendo la profundidad máxima alcanzada por un sondeo de 1.020 m (sondeo Geot-1; Lanaja 1987).

Su estructura es relativamente compleja, con nume-



-  Zonas con registro sedimentario
-  Zonas sin registro sedimentario
-  Paleógeno cabalgado por la Unidad de Figueres-Montgrí
-  Fallas normales activas
-  Fallas activas atenuadas
-  Frente de cabalgamientos activos
-  Frente de cabalgamientos ciegos
-  Eje de cañón
-  Líneas de contorno (isopacas o isobatas)
-  Sondeos

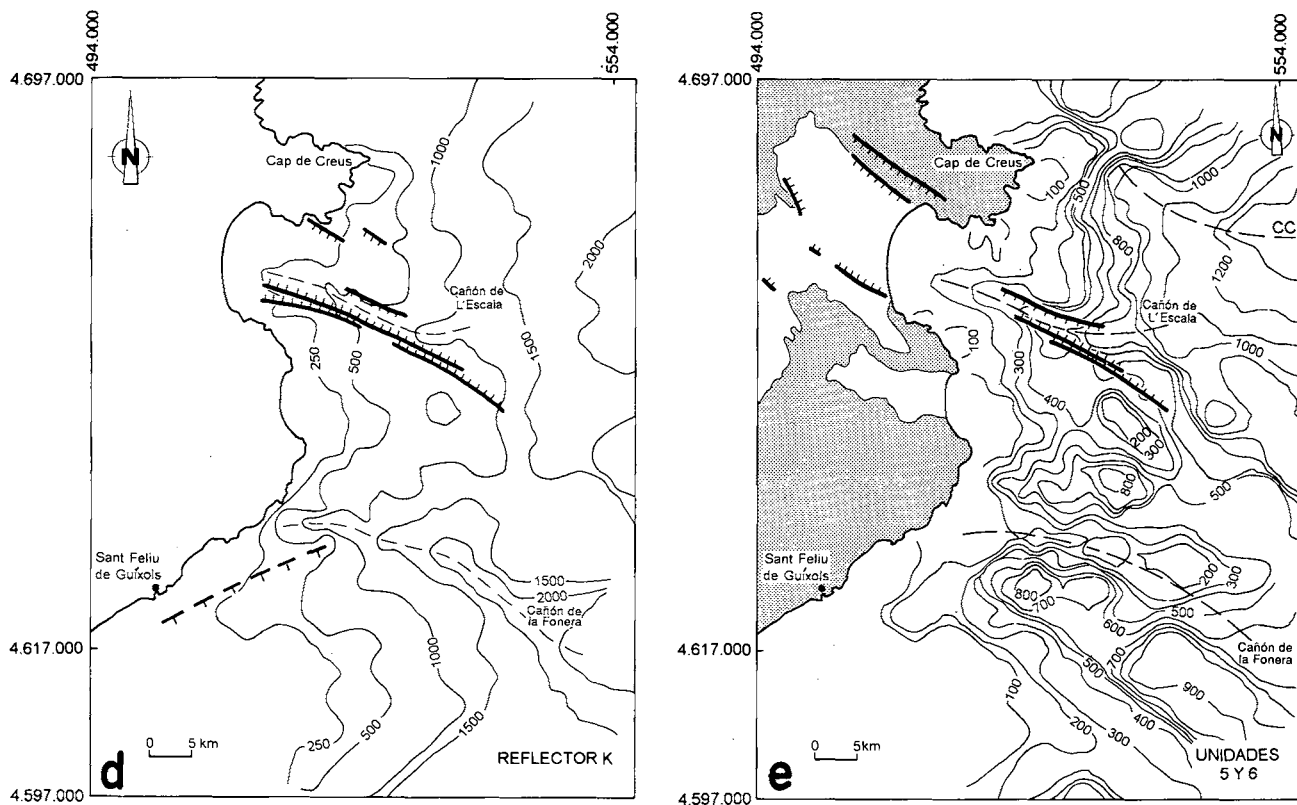


Figura 11. Mapas de isopacas expresados en milisegundos (tiempo doble) de las unidades 1 (a), 2 (b), 3-4 (c) y 5-6 (e) junto con el mapa de isobatas (d) expresado en las mismas unidades del reflector K (superficie erosiva messiniense) indicando las fallas activas en cada etapa y la posición de los principales cañones. CC Cañón de Cap de Creus. Las distribuciones y potencias observadas en cada unidad no muestran su desarrollo inicial, sino la distribución de su registro preservado después de las sucesivas etapas erosivas posteriores a su sedimentación. Los procesos erosivos estuvieron relacionados tanto con la evolución tectónica como con las variaciones del nivel de base marino.

Figure 11. Isopach maps of units 1 (a), 2 (b), 3-4 (c) and 5-6 (e), and isobath map (d) of the K reflector. All of them expressed in milliseconds (TWT, ms). The recorded data of each stratigraphic unit do not show its original distribution and thickness but the preserved record after the successive erosive stages developed after their more or less tectonically controlled deposition. In the eastern offshore zone the Paleocene-Early Oligocene Unit 1 (deposited in the southern pyrenean foreland) underwent likely the most important erosion due to the uplift which could affect the region from the Late Oligocene-Miocene rift stages of the continental margin. The mainly Late Oligocene Unit 2 records most of the synrift depositional stage in the area. The latest Oligocene ?- Miocene Units 3 and 4 correspond to the late rift and post rift depositional stages. Pliocene to Holocene units 5 and 6 record the successive entrenchment and infilling of the erosive surfaces which affected the continental margin. CC, Cap de Creus canyon.

rosas fallas NW-SE que compartimentan el interior de la cubeta en diversos bloques diferentemente basculados (Fig. 6). Las inclinaciones de estas fallas en los márgenes de la cubeta son opuestas. El sistema de fallas de Garriguella-Roses, en el margen septentrional, se inclina hacia el SW (Fig. 2), mientras que el resto lo hace principalmente hacia el NE. Algunas de las fallas observadas muestran abanicos de capas de la Unidad 3 divergentes hacia el plano de falla en su bloque superior, lo que sugiere una geometría lítrica en profundidad (Fig. 6 b).

Aparte del control ejercido por las fallas normales

NW-SE, la geometría de la cubeta de Riumors-Roses está también controlada por la estructura sinforme del manto de Figueres-Montgrí y por la morfología resultante de su erosión pre-miocénica media. En efecto, la cartografía (Figs. 2 y 5) y los datos geofísicos (Rivero, 1993) muestran que la cubeta se superpone en gran parte al sinforme que dibuja el manto de Figueres-Montgrí, y que su depocentro coincide con el eje del sinclinal situado al Sur de la culminación de materiales hercínicos de la Zona Axial. En el perfil sísmico UTR81-11 (Fig. 6a) se observa que la geometría de la cubeta en el *offshore* no sólo está determinada por las fallas extensivas, sino también por la paleotopografía que presentaba el

substrato antes de la formación de las mismas. Restituyendo el movimiento normal de estas fallas, se constata que el techo del substrato pre-neógeno dibuja un surco sobre el que se dispone solapante el relleno mioceno medio-superior (Unidad 3). La similitud morfológica entre este surco y la estructura sinforme de edad paleógena del sustrato infrayacente, sugiere que la cubeta de Roses corresponde en parte al relleno sedimentario de un paleovalle instalado sobre el eje del sinforme dibujado por los mantos de corrimiento. Este paleovalle, seguramente se prolongaría hacia el *onshore* en el segmento de Riumors.

La disposición solapante de los sedimentos atribuidos a la Unidad 3 (Fig. 6a), sitúa la edad del paleovalle entre el Paleógeno y el Mioceno medio (posterior al Oligoceno inferior y anterior al Langhiense o Serravalliense). La edad de las fallas normales NW-SE que condicionan la cubeta es difícil de determinar por la falta de sondeos que corten todo el relleno sedimentario de la cuenca y permitan la datación de sus unidades. No obstante, a partir de nuestra interpretación sísmica es posible deducir que éstas fueron activas desde el Mioceno medio hasta el Pleistoceno. Debajo de la superficie messiniense (reflector K), que también dibuja un paleocañon paralelo al eje del sinforme (Fig. 6), los depósitos miocenos atribuidos a las unidades 3 y 4 (Mioceno medio y superior) fosilizan algunas fallas normales, aunque también muestran engrosamientos asociados al movimiento de otras (Fig. 6b). Los depósitos pliocénicos, aunque fosilizan algunas fallas NW-SE, aún son desplazados por las fallas principales con esa orientación. Finalmente, los depósitos cuaternarios recubren la mayoría de fallas NW-SE (Fig. 6b).

Cubetas de Fallines y de La Selva

Además de la cubeta de Riumors-Roses, en las partes más deprimidas (SW) de algunos de los bloques superiores de las principales fallas NW-SE, también llegaron a depositarse sucesiones sedimentarias neógenas superiores de menor potencia. Entre estas cubetas, destacan las de Fallines y La Selva, rellenas respectivamente de hasta 700 m (Rivero, 1993) y 250 m (Pous *et al.*, 1990) de sedimentos de edad miocena superior-pliocena (Solé Sabarís, 1948; Villalta y Pallí, 1973; Gibert *et al.*, 1980; Fleta *et al.*, 1991; Agustí *et al.*, 1994) y cuaternaria.

Cubeta de Begur

La cubeta de Begur se sitúa sobre la prolongación oriental del frente del cabalgamiento de Figueres-Montgrí (Fig. 11c). Es una cubeta alargada NW-SE, li-

mitada por una falla normal orientada NW-SE al Suroeste, y por una culminación de zócalo hercínico al Nordeste (Fig. 5). El significado estructural de esta culminación, denominada de Pals, no es evidente (Figs. 6b y 7a). Así, su elevación encima del nivel topográfico regional del techo del Paleozoico y la ausencia de engrosamientos en las secuencias neógenas adosadas a este relieve, podrían sugerir que se trata de una estructura contractiva paleógena. Ahora bien, el basculamiento de los depósitos del Mioceno medio y superior (Figs. 6b y 7a) en el flanco SW de la culminación y la disposición horizontal de los niveles del Mioceno terminal-Plioceno, indican que la culminación de Pals se formó durante el Mioceno superior. Teniendo en cuenta la edad de las estructuras extensivas y compresivas de la región, esta edad apunta a que dicha culminación es de origen extensivo. Para explicar la geometría de los depósitos de las unidades 1, 3 y parte inferior de la 4, en el interior de la cubeta (Figs. 6b y 7a), es necesario suponer que las fallas que la limitan son planares.

El relleno de la cubeta de Begur (Unidad 3 y parte inferior de la Unidad 4) parece estar principalmente condicionado por el movimiento de dichas fallas normales, si bien, la localización del depocentro de la cubeta lejos de las fallas (Fig. 11c), sugiere que la misma también puede superponerse probablemente a un antiguo paleovalle.

La edad de la cubeta de Begur sólo está bien acotada superiormente. Así, la disposición discordante y horizontal de los depósitos de la Unidad 5 y parte superior de la Unidad 4 sobre los sedimentos miocenos basculados y las fallas, indica que el movimiento de ésta se completó antes del Mioceno terminal. Debajo de este nivel, la falta de sondeos que corten todo el relleno sedimentario dificulta su atribución cronológica. No obstante, por correlación sísmica puede inferirse que, encima del Paleógeno, el relleno de la cubeta incluye materiales del Mioceno superior (parte inferior y media de la Unidad 4) y también probablemente del Mioceno medio (Unidad 3). Estos niveles presentan diferencias de espesor a ambos lados de la falla NW-SE que limita la cubeta al SW (Fig. 7a). Aunque las superficies erosivas dificultan la valoración de estas variaciones de espesor, cabe atribuir las en parte al movimiento de la falla, sincrónico con su deposición. Se concluiría que las fallas NW-SE que condicionan la cubeta de Begur fueron activas durante el Mioceno medio y, probablemente, también durante parte del Mioceno superior.

Sincrónicamente a la formación de todas estas es-

estructuras extensivas, en el Mioceno superior-Pleistoceno, se ha desarrollado una importante actividad magmática extrusiva de tipo alcalino (Araña *et al.*, 1983; Martí *et al.*, 1992). La interrelación entre este magmatismo y la estructuración extensiva del área queda reflejada claramente en el hecho de que la mayor parte de los edificios volcánicos se sitúan preferentemente a lo largo de las fallas NW-SE a NNW-SSE (Saula *et al.*, en este volumen). De acuerdo con esta localización en fallas con movimiento extensivo, Martí y Mallarach (1987) reconocen que estos pequeños edificios volcánicos se formaron a partir de erupciones fisurales de poca duración. A diferencia de las fallas NE-SW del margen catalán que se enraízan en la corteza media-inferior (Roca y Guimerà, 1992), la procedencia mantélica superior a astenosférica de los magmas extruídos en estos edificios volcánicos (López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1985; Martí *et al.*, 1992) indica que las fallas NW-SE a NNW-SSE afectan a toda la corteza.

La antigüedad del vulcanismo, vinculado al funcionamiento de las fallas del sistema NW-SE, tiende a decrecer hacia el Oeste. Así, las dataciones radiométricas (Donville, 1973; Araña *et al.*, 1983) muestran que las manifestaciones volcánicas se produjeron hace 8-10 Ma en la subzona de L'Empordà (parte oriental de la zona emergida estudiada), 7.9-1.7 Ma en la subzona de La Selva (parte central de la zona emergida) y hace tan solo 0.1-0.01 Ma en la subzona de la Garrotxa (extremo occidental del área estudiada).

De los datos expuestos en este apartado se deduce que el movimiento normal de las fallas NW-SE a NNW-SSE en la zona estudiada es mayoritariamente de edad miocena media a pliocena-cuaternaria y, por lo tanto, posterior a la mayor parte del producido en las fallas NE-SW (de edad Oligoceno superior-Mioceno medio). Esta cronología queda bien reflejada en los datos analizados y recopilados, los cuáles muestran que: a) los sedimentos aflorantes más antiguos datados en las cubetas, generadas por las fallas NW-SE, son miocenos superiores (Gibert *et al.*, 1980; Fleta y Escuer, 1991; Agustí *et al.*, 1994; Saula *et al.*, en este volumen); b) las unidades sísmicas miocenas que rellenan las cubetas NW-SE de la plataforma continental corresponden a la Unidad 4 y, probablemente, también al techo de la Unidad 3, datadas en los sondeos de *offshore* como miocenas medias y superiores (Figs. 8 y 10); y c) las dataciones radiométricas de las rocas volcánicas alcalinas reconocidas a lo largo de las fallas NW-SE indican como edad más antigua 10 Ma (Donville, 1973; Araña *et al.*, 1983), es decir, Tortoniense inferior.

LOS MOVIMIENTOS LITOSFÉRICOS VERTICALES

En diversos momentos de su evolución a lo largo del Cenozoico, la zona de estudio ha experimentado movimientos litosféricos verticales generalizados, que han implicado alzamientos y hundimientos de extensas zonas. Durante el Neógeno, estos movimientos serían fundamentalmente 1) el alzamiento del margen noroccidental de la Cuenca Catalano-baleár relacionable con los procesos de *rifting* del Oligoceno superior-Mioceno inferior; 2) el hundimiento relacionable con el reequilibrio térmico de las zonas adelgazadas por este *rifting* oligoceno superior-mioceno inferior; y 3) el alzamiento litosférico resultante del proceso de reequilibrio isostático del sector más oriental del orógeno pirenaico.

Los principales indicios de la existencia y distribución de estos movimientos litosféricos verticales en la zona son: 1) la distinta preservación de la erosión de las unidades anteriores a los mismos; 2) los cambios notables de los espesores de las unidades formadas posteriormente a las fallas extensivas NE-SW; y 3) la existencia de ligeros basculamientos y deformaciones suaves, no relacionados con estructuras tectónicas reconocidas en la zona.

Desde este punto de vista, los bloques inferiores de las fallas extensivas de orientación NE-SW que limitan noroccidentalmente el *rifting* oligoceno-mioceno (fallas del Vallès-Penedès y Sant Feliu de Guíxols), muestran un levantamiento cuya magnitud es máxima en las zonas próximas a las fallas y se atenúa progresivamente hacia el NW. En el caso de la falla del Vallès-Penedès, el zócalo hercínico que configura el substrato de la cuenca del Ebro alcanza una altura máxima de 1700 m en el macizo del Montseny (Figs. 2 y 5). El bloque inferior levantado de la falla de Sant Feliu de Guíxols corresponde al macizo de Les Gavarres que, con una altitud máxima que rebasa ligeramente los 500 m, se prolonga hacia el NE en la parte sumergida paralelamente a la falla. En esta parte sumergida, el macizo de Les Gavarres viene representado por un abombamiento que es manifiesto en el sector SE del perfil S81-30 (Fig. 7b) donde se reconoce una culminación de materiales del zócalo que no es cortada por fracturas. En este perfil, la disposición no solapante y paralela al techo del zócalo de los reflectores paleógenos en el flanco noroeste de la culminación, indica que la formación de la misma se inició con posterioridad a la sedimentación de los depósitos paleógenos de antepaís. Concretamente, la disposición discordante de las bases de las unidades 3 y 4 sobre las unidades estratigráficas infrayacentes, y la leve inclinación hacia el NW que muestran los reflectores de la Unidad 3 junto a la culminación (Fig. 7b), indican que su

crecimiento se produjo probablemente desde el Oligoceno superior y hasta, al menos, el Mioceno medio-superior. Su edad y la ausencia, en ambos márgenes de estos relieves, de estructuras contractivas sincrónicas al levantamiento muestran que éstos se formaron en respuesta a movimientos flexurales de la litosfera. El origen de estos relieves paralelos al margen noroeste de la zona adelgazada de la Cuenca Catalano-balear se ha atribuido, al igual que en sectores más meridionales del margen catalán, a un efecto de hombrera (*rift shoulder*) relacionable con el adelgazamiento cortical que generó la Cuenca Catalano-balear a lo largo del Oligoceno superior-Mioceno inferior (Morgan y Fernández, 1992).

Por otra parte, la expansión generalizada desde el Mioceno inferior (Unidad 3) de la sedimentación y en particular de los medios marinos en la zona de la plataforma situada al Sureste de estos relieves (Figs. 9, 10 y 11 c) sugiere que los sectores afectados por la tectónica extensiva oligocena superior-miocena inferior han estado sometidos desde entonces a un proceso de hundimiento general. A partir del Mioceno inferior, las unidades sedimentarias no están prácticamente afectadas por fallas normales y uniformizan progresivamente el relieve del fondo marino, indicando que la subsidencia activa durante este período sería de tipo *post-rift*. La cuantificación de este proceso es difícil debido a la ausencia de datos cronoestratigráficos que permitan realizar una adecuada valoración de la subsidencia tectónica. Considerando los estudios térmicos y de subsidencia realizados en otras áreas de las cuencas Catalano-balear (Roca y Desegaulx, 1992; Watts y Torné, 1992; Fernández *et al.*, 1995) y Provençal (Bessís, 1986; Burrus y Audebert, 1990), esta subsidencia *post-rift* estaría ligada a procesos de reequilibrio térmico de la corteza adelgazada durante el *rifting* oligoceno superior-mioceno inferior.

Por el contrario, en el sector septentrional de la zona de estudio se observa (Figs. 6 y 11c) que los espesores de las sucesiones miocénicas no son tan importantes como en el sector sur y sólo alcanzan un desarrollo apreciable en las cubetas de orientación NW-SE. Este hecho, podría relacionarse con un alzamiento litosférico asociado al reajuste isostático de la litosfera que ha sido propuesto para el Pirineo oriental a partir de los datos disponibles sobre el estudio de las trazas de fisión de apatitos y circones (Garwin, 1985). Estos datos han llevado a sugerir que este levantamiento puede ser apreciable y que se habría podido iniciar en una época relativamente reciente, durante el Neógeno superior (Garwin, 1985). Las tasas de levantamiento calculadas, de manera provisional, pa-

ra este sector serían del orden de 0,66 a 0,7 mm por año (Garwin, 1985). Este alzamiento litosférico habría contribuido a la generación del relieve reconocido en la zona oriental pirenaica y habría facilitado el levantamiento de la culminación de Cap de Creus (prolongación sumergida de la Zona Axial).

DISCUSIÓN: EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA DEL MARGEN CONTINENTAL

La evolución cenozoica del segmento septentrional del margen continental catalán puede ser subdividida en tres grandes etapas, relacionadas con las distintas situaciones tectónicas que se sucedieron desde el Cretácico terminal hasta el Cuaternario:

- 1) Etapa contractiva, desde el Cretácico superior al Oligoceno inferior, asociada con la estructuración del orógeno pirenaico y de su antepaís.
- 2) Etapa extensiva principal, relacionada con los procesos de *rifting* que dieron lugar a las cuencas Provençal y Catalano-balear que afectaron de manera generalizada al Mediterráneo Noroccidental desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior.
- 3) Etapa extensiva tardía, desarrollada junto con la subsidencia térmica del margen continental previamente estructurado y en parte con los procesos de alzamiento isostático que afectan al Pirineo Oriental y su zona de antepaís.

Estas tres etapas serían similares a las observadas en otros segmentos más meridionales del margen catalán, donde también se aprecia un cambio desde condiciones compresivas a otras esencialmente extensivas. Sin embargo, en el área de estudio, la etapa *post-rift* y de subsidencia térmica del margen está sensiblemente modificada por el desarrollo de un significativo sistema de fallas extensivas de orientación NW-SE, inexistente en sectores más meridionales.

El registro sedimentario cenozoico de la región ha estado condicionada por los procesos estructurales desarrollados durante cada etapa y los movimientos litosféricos verticales coetáneos, que jugaron un importante papel en la configuración de extensas áreas de erosión y sedimentación. Además de estos condicionantes tectónicos, la evolución sedimentaria también estuvo controlada por otros factores (por ej., variaciones del nivel de base marino) cuyo posible grado de influencia no se ha

podido discriminar adecuadamente con los datos existentes.

Las unidades estratigráficas diferenciadas en este trabajo muestran una evolución temporal en cuanto a su significado tectónico se refiere. La sedimentación de las unidades inferiores (unidades 1 y 2) estuvo claramente influenciada por cabalgamientos, la primera, y fallas normales, la segunda. Por el contrario, la influencia de las estructuras tectónicas en la sedimentación de las unidades superiores (unidades 3 a 6) es progresivamente menor, siendo mínima aunque sectorialmente significativa durante las etapas de sedimentación pliocénicas y cuaternarias.

Etapa 1

El reconocimiento de la Unidad 1 en el extremo oriental de la plataforma (Figs. 6 b, 7a y 8), demuestra que las unidades estructurales surpirenaicas y su cuenca de antepaís debían continuarse, como mínimo, hasta el borde de la plataforma. Si bien las unidades estructurales superiores (manto de Figueres-Montgrí) fueron erosionadas durante las etapas extensivas neógenas (Figs. 5, y 12 a y b), la continuidad de la unidad estructural surpirenaica quedaría reflejada por los delgados materiales continentales de la Unidad 1 observados en el sondeo Rosas 1-2 (Fig. 8) y reconocidos con mayor desarrollo en las líneas sísmicas al Norte de la prolongación del cabalgamiento de Vallfogona (Figs. 5 y 6). Estos materiales serían remanentes de los materiales paleógenos (Paleoceno, Eoceno inferior y medio?) que afloran debajo del manto de Figueres-Montgrí. Al Sur del entroncamiento entre el cabalgamiento de Vallfogona y el inferior del manto de Figueres-Montgrí, el autóctono vendría representado por la Unidad 1 que integra materiales del Eoceno superior-Oligoceno inferior, siempre que hayan quedado preservados de la erosión posterior (Figs. 6, 7 y 8).

Además de las estructuras pirenaicas, al SW de la zona estudiada se observan otras estructuras contractivas que también pudieron ejercer un control en la sedimentación de materiales equivalentes en parte a la Unidad 1. En Campins, en el margen NW de la semifosa del Vallès-Penedès (Figs. 2 y 12a), se observa un cabalgamiento de materiales de zócalo encima de materiales de edad Stampiense (Anadón *et al.*, 1985; Agustí *et al.*, 1987). Esta estructura estaría asociada al sistema de cabalgamientos de la Cadenas Costeras Catalanas, que afectó al zócalo hercínico de la cuenca del Ebro antes de la etapa extensiva.

En este contexto, la sedimentación de la unidad estratigráfica inferior (Unidad 1) estuvo condicionada fundamentalmente por el emplazamiento sucesivo de las unidades estructurales surpirenaicas (Figs. 2, 6a y 12a). La compartimentación de la zona de antepaís, la distribución de los principales depocentros y la implantación y evolución de los dispositivos sedimentarios marinos y continentales estuvieron relacionadas con el desarrollo de las estructuras frontales emergentes, la formación de las culminaciones de zócalo en las partes más internas y la actuación de fallas oblicuas de orientación NW-SE (fallas de Albanyà y de La Jonquera entre otras, Figs. 2 y 12a). La compleja evolución sedimentaria de esta zona oriental del antepaís pirenaico fue condicionada por la formación de sucesivos surcos de antepaís en los que los dispositivos marinos, transicionales y continentales se sucedieron y alternaron bajo un fuerte control estructural (Puigdefábregas *et al.*, 1986; Martínez *et al.*, 1989; Pujades *et al.*, 1989).

Aparte de por las estructuras pirenaicas, la sedimentación de la Unidad 1 también fue influenciada por las culminaciones de zócalo en el *offshore* y por el sistema de cabalgamientos de la Cadenas Costeras Catalanas que pudieron ser responsables de la compartimentación y restricción de la cuenca del Ebro respecto a las zonas marinas abiertas durante el Paleógeno.

Etapa 2

Durante el Oligoceno superior la región pirenaica oriental y la terminación nororiental de las Cadenas Costeras Catalanas, se vieron afectadas por el inicio de los procesos de *rifting* del Mediterráneo Noroccidental (Fig. 1). Las estructuras extensivas de dirección NE-SW que se generaron (Figs. 5 y 12b), funcionaron sincrónicamente con las estructuras contractivas del Pirineo central y occidental. Es posible que exista una relación entre la inhibición de la estructuración contractiva en el Pirineo oriental y el extremo nororiental de las Cadenas Costeras Catalanas y el inicio de las fallas extensivas asociadas a la generación de la Cuenca Mediterránea Noroccidental, con la separación del bloque corso-sardo. El tránsito entre la compresión y la extensión en el área estudiada fue gradual, tal como queda reflejado por la edad Stampiense superior o ligeramente post-Stampiense del cabalgamiento de Campins (Anadón *et al.*, 1985; Agustí *et al.*, 1987) y del cabalgamiento frontal surpirenaico; y también por la edad oligocénica superior de los primeros sedimentos *sin-rift* de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols. Esta relativa continuidad en el tiempo entre

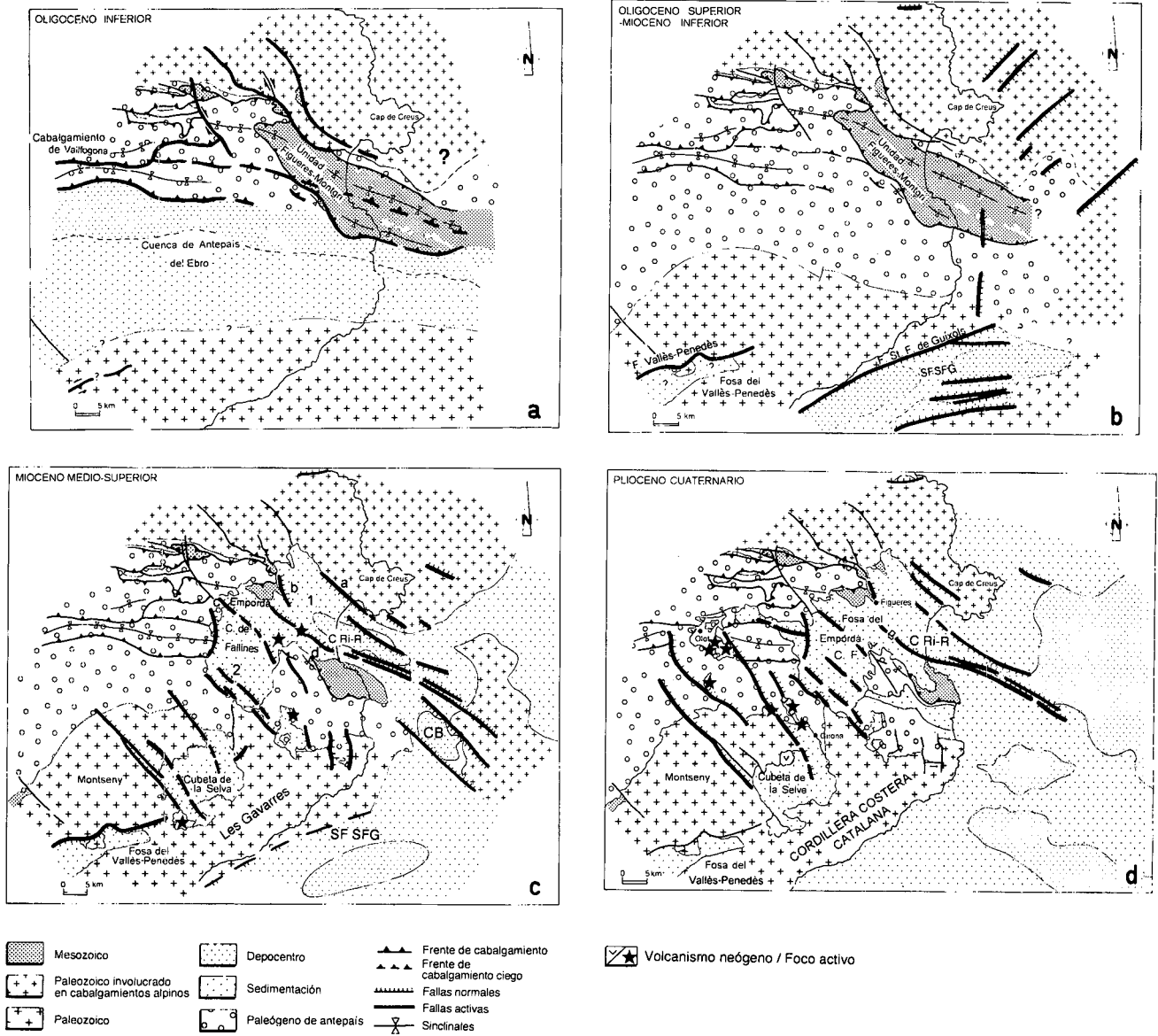


Figura 12.- Esquemas evolutivos de la zona estudiada mostrando los rasgos tectonosedimentarios más significativos de las etapas del Oligoceno inferior, del Oligoceno superior-Mioceno inferior, del Mioceno medio-superior y del Plioceno-Cuaternario. a) Durante el Oligoceno inferior finalizó la estructuración contractiva de la región (iniciada en el Cretácico superior alto). Los límites meridionales de la cuenca de antepais surpirenaica son difícilmente precisables debido a la ausencia de registro sedimentario conocido. b) Durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior tuvo lugar el desarrollo de un *rifting* intenso, que dio lugar a la formación de importantes altos estructurales y semifosas con orientación NE-SW y con acumulaciones de varios miles de metros de sedimentos. Sincrónicamente al Oeste de estas fosas se inició el alzamiento litosférico del margen catalán generando extensas zonas sometidas a erosión. c) Durante el Mioceno medio y superior finalizó la estructuración extensiva NE-SW del margen continental iniciada en el Oligoceno inferior. Tuvo lugar además la principal etapa de actuación del sistema de fallas NW-SE que generó la mayor parte de las cubetas tectónicas reconocidas en la región, algunas de ellas claramente superpuestas a antiguas paleodepresiones excavadas a favor de estructuras contractivas paleógenas. Durante esta etapa la actividad volcánica fue apreciable y tuvo lugar la expansión generalizada hacia las zonas internas del margen continental de los medios marinos y de transición. Esta expansión sugiere que al menos una parte del margen continental experimento una subsidencia generalizada relacionable con una etapa de subsidencia térmica. d) Durante el Plioceno y Cuaternario los sistemas de fallas NW-SE fueron menos activos, si bien se siguió registrando una apreciable actividad volcánica en los sectores occidentales del sistema de fallas NW-SE. Desde el Plioceno a la actualidad la sedimentación se siguió desarrollando con diversas alternativas en cubetas y depresiones tectónicas sólo ligeramente influidas por la actuación de las falls. Sin embargo los acúmulos de sedimento más importantes se han producido en el dispositivo de plataforma terrígena-talud progradante, que desde el Plioceno a la actualidad se ha visto influido por las apreciables oscilaciones glacioeustáticas del nivel del mar.

el final de la etapa compresiva y el inicio de la extensión dificultaría el reconocimiento de una posible discontinuidad entre los sedimentos de la cuenca de antepaís y los materiales *sin-rift* en el interior de las semifosas. Este es el caso de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols, donde además la calidad de los perfiles sísmicos y la ausencia de dataciones precisas dificulta una atribución lito y cronoestratigráfica de las sucesiones basales e inferiores de la semifosa (Figs. 4 y 9).

Paralelamente a la formación de fallas normales NE-SW a NNE-SSW en el extremo suroriental de la zona estudiada, el resto de ésta experimentó un levantamiento litosférico. Este levantamiento estaría asociado al efecto de hombrera (Braun y Beaumont, 1989; Ebinger *et al.*, 1991; Weissel y Karner, 1989; Kooi *et al.*, 1992) en los márgenes de la Cuenca Provenzal y Catalano-balear, si bien no puede descartarse que en parte sea debido a un efecto isostático de descarga en los bloques inferiores de las fallas extensivas principales (Vallès-Penedès y Sant Feliu de Guíxols) durante el desplazamiento del bloque superior. Los alzamientos litosféricos verticales asociados a la extensión (tanto los de ámbito regional como los de índole más local) habrían dado lugar en la zona de estudio a una rápida erosión y desmantelamiento de los materiales mesozoicos integrantes de las láminas cabalgantes (por ejemplo la lámina de Figueres-Montgrí) de la terminación oriental del Pirineo y de la cobertera de su zona de antepaís (Figs. 5, 12a y 12b). Este proceso habría causado, además, la acentuación de los relieves de las culminaciones estructurales, en especial las de zócalo paleozoico asociadas a los cabalgamientos. Finalmente, habría favorecido la erosión de la cobertera sedimentaria de los bloques inferiores de las fallas del Vallès-Penedès y de Sant Feliu de Guíxols. Este proceso erosivo habría quedado registrado en el relleno de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols por la aparición de gran cantidad de clastos de composición granítica en la Subunidad 2b,

procedentes de la erosión del batolito de Les Gavarres (Fig. 10; sondeo Rosas 2).

Los procesos de fracturación extensiva desarrollados en la región, quizá desde el Stampiense terminal y con mayor certeza desde el Chattiense, dieron lugar a dispositivos sedimentarios continentales, aluviales y lacustres. A la luz de lo observable en las semifosas emergidas vecinas (Cabrera *et al.*, 1991), es posible que los dispositivos aluviales de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols fueran alimentados significativamente por aportes transversales y que existieran otros longitudinales, relacionados con aportes de sistemas aluviales axiales. Existen, además, indicios de influencias marinas en las partes superiores de la Subunidad 2a. No es descartable que los importantes depósitos halíticos reconocidos en algunos de los sondeos de la zona (Fig. 10; sondeo Rosas 3-2), y que son similares a los reconocidos más al Sur, en la semifosa de Barcelona (Bartrina *et al.*, 1992), también puedan corresponder a dispositivos marinos o transicionales. Estos hechos indicarían que la situación paleotopográfica de la semifosa de Sant Feliu de Guíxols habría permitido la comunicación de esta región con las zonas marinas abiertas de la Cuenca Provenzal. Los datos de sondeos disponibles revelan que estas influencias marinas no son tan obvias en las sucesiones de la Subunidad 2b. Esto significaría, o bien la restricción de las posibles influencias marinas a sectores más limitados de la semifosa, o bien la ausencia de una conexión efectiva de la misma con el mar abierto. Esta última posibilidad sería relacionable tanto con descensos del nivel marino como con el posible efecto de aislamiento ejercido por el alzamiento del bloque inferior de la falla de Sant Feliu de Guíxols.

En su conjunto, las sucesiones de la Subunidad 2a son asimilables a depósitos de tipo *sin-rift*. Las de la Subunidad 2b corresponden todavía a depósitos de ca-

Figure 12.- Evolutionary sketches of the study zone showing the major tectonosedimentary features during Early Oligocene, Late Oligocene-Early Miocene, Early-Middle Miocene and Pliocene-Quaternary stages. **a)** The generation of contractive structures in this region started in the latest Cretaceous and likely finished in the late Early Oligocene. The southern boundaries of the southpyrenean Ebro foreland basin are difficult to be precisely due to the absence of preserved or known sedimentary record. **b)** During the Late Oligocene-Early Miocene large scale half grabens with thousands of m of sedimentary synrift successions were formed in a process linked to the opening of the Valencia Trough. Synchronously and related to this rifting, the lithospheric uplift close to the major basement western faults resulted in the generation of widespread erosive zones which affected the former contractive southpyrenean structures and the foreland basin areas. **c)** During the Middle Miocene the extensional NE-SW deformation of the continental margin finished. Moreover the main stage of activity of the NW-SE faults gave rise to the partitioning of the small scale basins and sub-basins in the region. Volcanic activity was also noticeable during this stage and took place the encroachment of the marine and transitional environments towards the internal zones of the continental margin. This spreading suggests that at least a part of the continental margin was submitted to a generalized thermal subsidence. **d)** During Pliocene and Quaternary the NW-SE faults were less active, although volcanic activity was still present in the western zones of the fault system. From Pliocene until recent times sedimentation took place in the gradually less tectonically active depressions. Nevertheless the most important sediment accumulations developed in the offshore zones, in relation to the terrigenous shelf-talus progradational systems, which were largely influenced by the glacioeustatic sea level changes. The areal extent of the marine or non marine environments in the basins depended largely on these changes.

rácter claramente sintectónico, si bien durante la sedimentación de esta unidad ya fueron solapadas varias estructuras extensivas. Desde este punto de vista, podrían ser considerados depósitos tardíos de la etapa de *rifting*.

Etapa 3

Esta etapa *post-rift*, fundamentalmente de edad miocénica inferior y media, registra la atenuación y la detención final del movimiento de la falla de Sant Feliu de Guíxols, así como la influencia de los procesos de subsidencia térmica (Figs. 12c y 12d). A este proceso general, se le añadió el inicio de la actuación extensiva de sistemas de fallas de dirección NW-SE, que contribuyeron a delimitar varios surcos sedimentarios y cubetas (La Selva, Fallines, Begur, Riumors-Roses). La subsidencia del margen y, sectorialmente, la actividad de las fallas NW-SE controlaron la evolución sedimentaria de la región. Ambos procesos favorecieron la progresión generalizada de los medios marinos y transicionales hacia las zonas ocupadas por la plataforma continental actual. Los cambios del nivel de base marino que afectaron la región mediterránea durante el Neógeno jugaron también un papel importante.

Las etapas de descenso del nivel del mar se corresponden con la excavación de superficies erosivas apreciables, las más significativas de las cuales limitan las unidades 3, 4, y 5 (Figs. 4, 6, 7 y 9). De todas ellas, la discontinuidad messiniense puede considerarse la más acusada (Figs. 6, 7, 9 y 12a). Cabe destacar que las zonas sometidas a una acción erosiva más eficaz se sitúan de manera persistente en los mismos sectores, en zonas deprimidas delimitadas por paleorelieves cuya configuración estructural está esencialmente relacionada con las estructuras contractivas paleógenas. En algunos sectores (sinclinal del manto de Figueres-Montgrí), las superficies érosivas neógenas se desarrollaron en estrecha proximidad con las primeras superficies erosivas relacionables con el alzamiento litosférico causado por el efecto hombrera del *rifting* oligocénico superior (discontinuidad OM; Fig. 4).

Como se ha indicado, durante esta etapa el sistema de fallas NW-SE también jugó un papel apreciable en el control de la sedimentación. Estas fallas se sitúan en continuidad lateral con los sistemas de fallas NW-SE que separan la Cuenca Catalano-balear de la Provenzal. De acuerdo con esta continuidad lateral, se ha propuesto (Vegas, 1994; Medialdea *et al.*, en este volumen) que las fallas NW-SE del área estudiada habrían jugado, al igual

que las fallas anteriormente referidas, como transformantes durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. No obstante, las observaciones disponibles en el área sólo muestran con claridad un movimiento normal desde del Mioceno medio. Esta observación sugiere que si bien las fallas NW-SE del área estudiada se sitúan en continuidad con las que separan las cuencas Provenzal y Catalano-balear, su origen es más reciente y probablemente relacionado con una reactivación extensiva del conjunto de estas fallas durante el Mioceno medio. Esta reactivación ha sido relacionado con la mayor subsidencia térmica que presenta el ámbito de la Cuenca Provenzal respecto a la Catalano-balear. (Bessis, 1986; Roca y Desegaulx, 1992). Por otra parte, es evidente que estas fallas NW-SE difieren del sistema NE-SW tanto por su menor salto como por el vulcanismo que llevan asociado.

La sedimentación de la Unidad 3 (Oligoceno terminal-Mioceno inferior) registra una continuación de los cambios de las condiciones de sedimentación ya iniciados durante la deposición de la Subunidad 2b. La atenuación progresiva (quizá desde el Oligoceno terminal y con mayor certeza desde el Mioceno inferior) de los procesos de fracturación extensiva desarrollados en los sectores meridionales de la zona de estudio condicionó tanto la distribución de los depósitos como el contexto deposicional (Fig. 11). Estos depósitos son en parte continentales, pero con un notable desarrollo de dispositivos marinos de plataforma y transicionales (Figs. 8 y 10). En el sector sur, las sucesiones superiores de la Unidad 3 son ya asimilables con claridad a depósitos de *post-rift*, si bien su sedimentación estuvo en parte controlada por la actividad póstuma de las fallas de orientación NE-SW (Fig. 9). Por otra parte, en el sector norte, los primeros depósitos de la Unidad 3 estuvieron ligados al inicio del relleno de los paleovalles generados durante el levantamiento litosférico asociado al *rifting* del Oligoceno superior y quizá al comienzo del movimiento como fallas normales de las fallas de dirección NW-SE (Figs. 6 y 7a).

La sedimentación de la Unidad 4 (Serravalliense superior-Messiniense) registra la detención de los procesos de fracturación extensiva desarrollados en los sectores meridionales de la zona de estudio y el inicio o la continuación de la actividad de las estructuras de dirección NW-SE en el sector septentrional (Fig. 11c). La gran extensión areal de los depósitos, sus facies sísmicas y su composición litológica (Figs. 8 y 10) sugieren que buena parte de la Unidad 4 se depositó en un dispositivo de plataforma terrígena que en las zonas más

internas de la cuenca evolucionaba hacia un talud progradante. En la cubeta de Riumors-Roses, este dispositivo marino enlazaba con zonas transicionales y continentales en dirección hacia los sectores actualmente emergidos. En este contexto, debieron surgir, con distintos grados de desarrollo, dispositivos de abanicos aluviales, abanicos litorales y bahías terrígenas. En otras cubetas desconectadas del mar abierto (Fallines, La Selva), la sedimentación fue aluvial y, puntualmente, lacustre-palustre.

La sedimentación de la Unidad 5 (Plioceno) se produjo después de la formación de la importante superficie erosiva del Messiniense, hecho que condicionó localmente sus características sedimentarias. La adaptación de los depósitos pliocénicos inferiores al paleorelieve preexistente dio lugar a marcados cambios de potencia (Fig. 11e) y, en algunos casos, de facies. Las sucesiones de esta unidad registran la detención progresiva de los procesos de fracturación extensiva NW-SE en el sector septentrional. Por otra parte, tal como ha sido señalado con anterioridad (Got, 1973; Serra, 1975), el desarrollo de esta unidad estuvo en parte condicionado por procesos de basculamiento de la plataforma continental hacia el centro de la cuenca, lo que dio lugar al desarrollo de potentes espesores de depósitos con configuración divergente. La distribución de los depósitos de la Unidad 5, sus facies sísmicas y su composición litológica identifican un dispositivo de plataforma terrígena-talud progradante bien configurado. En los sectores noroccidentales de la cubeta de Riumors-Roses, este dispositivo marino enlazaba, en las zonas actualmente emergidas con medios de bahía terrígena, abanicos litorales, deltas, valles fluviales y abanicos aluviales.

La sedimentación de la Unidad 6 (Cuaternario) tuvo lugar después de la formación de otra importante superficie erosiva en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior. Esta unidad registra la detención casi total de las fallas extensivas NW-SE. Su deposición se produjo en un dispositivo de plataforma terrígena-talud progradante similar al pliocénico, si bien sometido a unas condiciones de menor estabilidad del nivel de base marino debido a frecuentes cambios glacioeustáticos del nivel del mar.

CONCLUSIONES

Las estructuras contractivas paleógenas del Pirineo Oriental se prolongan hasta el borde de la plataforma continental. En la plataforma externa, la terminación oriental del manto de Figueres-Montgrí y de la región de

antepaís pirenaica habrían sido erosionadas durante el levantamiento litosférico asociado a la etapa extensiva oligocénica superior-miocénica superior.

Las fallas extensivas que afectan al margen septentrional catalán se agrupan en dos sistemas de orientación, localización y edades de funcionamiento distintas. El primer sistema está constituido por fallas de dirección NE-SW y edad oligocena superior-miocena inferior. El segundo sistema incluye fallas de dirección NW-SE que actuaron como fallas extensivas durante el Mioceno medio-Cuaternario.

La etapa extensiva oligocena superior-miocena inferior es la más importante en cuanto a cantidad de extensión y adelgazamiento cortical se refiere, a pesar de que no se observan manifestaciones volcánicas asociadas a las fallas de esta etapa. Estas fallas muestran un desplazamiento de varios kilómetros y las unidades sedimentarias correspondientes, fuertemente controladas por las fallas, están restringidas a las semifosas.

El desplazamiento de las fallas de la etapa extensiva miocena media-cuaternaria parece menor. La sedimentación de las unidades de esta etapa fue predominantemente expansiva. El efecto de restricción por las fallas activas, que favorecieron la generación de surcos deposicionales, fue menor que en la etapa precedente. Los dispositivos sedimentarios reflejan los movimientos litosféricos (levantamiento del Pirineo y su zona de antepaís contrapuesto al hundimiento de las zonas de plataforma del margen continental) heredados de las etapas contractiva y extensiva anteriores y las variaciones del nivel de base marino. Si bien la importancia de este segundo sistema de fallas extensivas es menor, conlleva un notable vulcanismo que se remonta al menos al Mioceno superior y que refleja la continuidad de estas estructuras hasta la base de la litosfera.

El desarrollo de las sucesivas etapas extensivas en la región no parece haber dado lugar a procesos de inversión tectónica generalizados de las estructuras contractivas paleógenas.

La sedimentación de las sucesiones neógenas del sector norte del margen habría sido influenciada por la existencia de paleorelieves determinados por las estructuras contractivas anteriores y por fallas de dirección NW-SE. Así pues la geometría de las cubetas está determinada por las fallas extensivas, pero también por la paleotopografía del sustrato. El desarrollo reiterado de paleorelieves apreciables, que realzaron determinadas depresiones

y culminaciones contractivas paleógenas, se revela como un importante factor de control sobre la evolución de depósitos sedimentarios locales y, en algunos casos, sobre la ubicación posterior de rasgos morfológicos relevantes (cañones submarinos) del margen continental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado parcialmente dentro del marco de los proyectos de la C.A.I.C.Y.T GEO-89-381 y PB91-0252. La investigación necesaria para desarrollar este trabajo ha sido parcialmente financiada con el soporte del Commissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya, Grup de Qualitat GRQ 94-1048. A. Tassone disfrutó de una beca de doctorado del CONICET argentino, durante cuya vigencia fue realizado este trabajo. Los autores desean expresar su agradecimiento al Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya por proporcionar documentación cartográfica del sector del Empordà así como al ITGE y a REPSOL por proporcionarnos algunos de los perfiles sísmicos y sondeos estudiados. Igualmente agradecemos a D. Xavier Berástegui, Dña. Mariona Losantos y al Dr. Pere Santanach los comentarios críticos sobre los contenidos de este trabajo. Expresamos finalmente nuestro agradecimiento al Servicio de Reprografía y Dibujo de la División III de la Universidad de Barcelona por la delineación de los gráficos.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUSTÍ, J., ANADÓN, P., ARBIOL, S., CABRERA, L., COLOMBO, F. y SÁEZ, A., 1987: Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins. *Münchner Geowiss. Abh.*, A, 10: 35-42.
- AGUSTÍ, J., DOMÈNECH, R., JULIÀ, R., MARTINELL, J., 1990: Evolution of the Neogene Basin of Empordà. *Paleontologia i Evolució*. Memoria especial, 2: 251-267.
- AGUSTÍ, J., LLENAS, M., MATÓ, E., PICART, J. y SAULA, E., 1994: Síntesis bioestratigráfica del Neógeno de la fosa del Ampurdán. Comunicaciones del II Congreso del G.E.T.: 7-10.
- ALINAT, J., LEENHARDT, O. y HINZ, K., 1970: Quelques profils en sondage sísmique continue en Méditerranée Occidentale. *Rev. Inst. Fr. Petrole*, 25 (3): 305-326.
- ALLA, G., DESSOLIN, D., LEENHARDT, O. y PIERROT, S., 1972: Données du sondage sísmique continu concernant la sédimentation Plio-Quaternaire en Méditerranée nor-occidentale. In: D. J. Stanley. *The Mediterranean Sea: a Natural Sedimentation Laboratory*. pp 471-487.
- ALLMENDIGER, R.-W., HAUGE T. A., HAUSER, E. C., POTTER, Ch., J., KLEMPERER, S. L., NELSON, K. D., KNUEPFER, P. L. K. y OLIVER, J. E., 1987: Overview of the COCORP 40 degrees N transect, Western United States; the fabric of an orogenic belt. *Geological Society of America Bulletin*. 98 (3): 308-319.
- ALLMENDIGER, R.-W., NELSON, K. D., POTTER, Ch., J., BARAZANGI, M., BROWN, L. D. y OLIVER, J. E., 1987: Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, 15 (4): 304-310.
- ÁLVAREZ DE BUERGO, E. y MELÉNDEZ HEVIA, A., 1996: Características generales de las subcuencas del margen peninsular mediterráneo ("Rift" del surco de Valencia). *Acta Geol. Hispanica*, 29: 67-79 (1994)
- ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. y SOLÉ SUGRAÑES, L., 1979 (1981). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispanica, Homenaje a LL. Sole Sabaris*, 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. *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Spec. Pub. So. Econ. Paleontol. and Mineral*. 37: 303-318. 1985
- ARAÑA, V., APARICIO, A., MARTÍN ESCORZA, C., GARCÍA CACHO, L., ORTIZ, R., VAQUER, R., BARBERI, F., FERRARA, G., ALBERT, J., y GASSIOT, Z., 1983: El volcanismo neógeno-cuaternario de Cataluña: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geol. Hispanica*, 18: 1-17.
- ASHAUER, H., 1934: Die östliche Endigung der Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys.*, 3/10: 1285-1393.
- AUTRAN, A. y GUITARD, G., 1969: Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyénées orientales): Liaison avec la nappe du Canigou. *C. R. Acad. Scie. Paris*, 269, sér D: 2497-2499.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M. y GUITARD, G., 1966: Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique antehercynien dans le massif des Albères (P. O.). *C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D*, 263: 317-320.
- BACH, J., 1986: Sedimentación holocena en el litoral emergido de "L'Alt Empordà". *Acta Geol. Hispanica*, 21-22 (parte 2): 195-204.
- BADLEY, M.E., 1985. *Practical seismic interpretation*. Int. Human Res. Dev. Corp.; Boston: 266 pp
- BALLY, A.V., 1983. *Seismic expression of structural styles: A picture and work atlas*. AAPG St.Geol., 3 vols.
- BALLY, A.ed., 1987: *Atlas of Seismic Stratigraphy*., AAPG, 27 (1): 124 pp.
- BALLY, A. W. y SNELSON, S., 1980: Realms of subsidence. In: A. D Miall *Facts and principles of world petroleum occurrence*. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.* (6): 9-75.
- BANDA, E. y SANTANACH, P., eds., 1992: Geology and geophysics of the Valencia Trough, western Mediterranean. *Tectonophysics*. 203: 37-55.
- 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.
- BEAUMONT, C., 1981: Foreland basins. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 65: 291-329.
- 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.
- BIJU-DUVAL, B., LETOUZEY, J. y MONTADERT, L., 1978: Structure and evolution of the Mediterranean basins. In: K. Hsu *et al. Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj.*, 42: 951- 984
- BOCALETTI, M. y GUAZZONE, G., 1974: Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. *Nature, Phys. Sci.*, 252: 18-21.
- BOCALETTI, M., GUAZZONE, G. y MANETTI, P., 1976: Evoluzione Paleogeografica e Geodinamica del Mediterraneo: I Bacini Marginali. *Mem.Soc.Geol. Italia*, 13: 1-39.
- BRAUN, J. y BEAUMONT, C., 1989: A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology*, 17: 760-764.
- BROWN, L. F. y FISHER, W., 1977: Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. *AAPG Mem.*, 26: 213-247.
- BROWN, L.F. y FISHER, W., 1980: Seismic stratigraphy interpretation and petroleum exploration. *AAPG Cont. Ed. Course Note Ser*, 16: 125 pp.

- BUBB, J. y HATLELID, W., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 10: Seismic recognition of carbonate build-ups. In: Ch. E. Payton. *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Mem.*, 26: 185-204.
- BURRUS, J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (Northwestern Mediterranean). *Marine Geol.*, 55: 247-270.
- BURRUS, J., BESSIS F. y DOLIGÉZ, B., 1987: Heat flow, subsidence and crustal structure of the Gulf of Lion (NW Mediterranean): a quantitative discussion of the classic passive margin model. In: C. Beaumont y A. Tankard. *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 12: 1-15.
- CABRERA, L., y CALVET, F., 1990: Sequential arrangement of the Neogene sedimentary record in the Vallès-Penedès and Valls-Reus half grabens, Iberian margin, NE Spain. *Terra Abstr.*, 2 (2): 110.
- CABRERA, L. y CALVET, F., GUIMERÀ, J. y PERMANYER, A., 1991. *El registro sedimentario miocénico en los semigrabens del Vallès-Penedès y de El Camp: Organización secuencial y relaciones Tectónica-Sedimentación.* I Congr. Gr. Español del Terciario, Guía de Campo, 132 pp.
- CARRERAS, J., 1973: *Petrología y análisis estructural de las rocas metamórficas en la zona de cabo Creus (Prov. de Gerona).* Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 154 p.
- CASAS, J. M., 1984 : *Estudi de la deformació en els gneiss del Massís del Canigó.* Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 284 p.
- CLAVELL, E., 1992: *Geologia del Petrolí de les conques terciàries de Catalunya.* Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 437 p.
- CLAVELL, E., MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J., 1988: Morfología de basament del Pirineo oriental; evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geol. Hispanica*, 23 (2): 129-140.
- CLAVELL, E. y BERÀSTEGUI, X., 1991: Petroleum Geology of the Gulf of Valencia. In: A. M. Spencer *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons. Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci*, 1: 355-368.
- CLOETHING, S., SASSI, W. y TASK FORCE TEAM, 1994: The origin of sedimentary basins: a status report from the task force of the International Lithosphere Program. *Marine Petrol. Geol.*, 11 (6): 659-683.
- CROSS, R. y LESSENGER, M., 1988: Seismic Stratigraphy. *Ann. Rev. Earth Planet. Sc.*, 16: 319-354.
- DAÑOBEITIA, J., ALONSO, B. y MALDONADO, A., 1990: Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas. *Marine Geol.*, 95: 265-287.
- DAÑOBEITIA, J., ARGUEDAS, M., GALLART, J., BANDA, E. y MAKRISS, 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: 37-56.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L., RICOU, L., KAZMIN, V., LE PICHON, X., KNIPPER, A., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D., BOULI, V., SIBUET, J., SAVOSTIN, L., SOROKHTIN, O., WESPHAL, M., BAZHENOV, M., LAUER, J. y BIJU-DUVAL, B., 1986: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamir since the Lias. *Tectonophysics*: 23: 241-315.
- DONVILLE, B. 1976: Géologie néogène de la Catalogne Orientale. *Bull. BRGM*, 2eme sér. 4 (3): 177-210.
- EBINGER, C. J., KARNER, G. D. y WEISSEL, J. K., 1991: Mechanical strength of extended continental lithosphere: constraints from the western rift system, East Africa. *Tectonics*, 10: 1239-1256.
- ERCILLA, G. 1992: *Sedimentación en márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo occidental durante el Cuaternario (Península Ibérica).* Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona. 567 p.
- ESCURTIA, C. y MALDONADO, A., 1990: The Messinian erosional surface in the Valencia Trough: Paleoenvironmental significance. *Terra Abstr.* 2 (2): 112.
- ESCURTIA, C. y MALDONADO, A., 1992: Paleogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia Trough, northwestern Mediterranean sea. *Tectonophysics*, 203: 263-284.
- ESTÉVEZ, A., 1968a: Estratigrafía y paleogeografía de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hispanica*, 3/4: 93-96.
- ESTÉVEZ, A., 1968b: Tectónica de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hispanica*, 3/4: 138-141.
- ESTÉVEZ, A., 1973: *La vertiente meridional del Pirineo catalán al norte del curso medio del río Fluvià.* Tesis doctoral. Universidad de Granada. *Publ. Univ. de Granada*. 514 p.
- FLETA, J. y ESCUER, J., 1991: *Sistemas sedimentarios del Cuenca Neogena del Alt Empordà y su relación con la Tectónica y el Vulcanismo.* I Congr. Gr. Español del Terciario, Guía de Campo, 128 pp.
- FONTBOTÉ, J. M. y GUITARD, G., 1958: Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et L'Ampurdan-Rousillon. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (6-8): 884-890.
- FONTBOTÉ, J. M., MUÑOZ, J. y SANTANACH, P., 1986: On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern parts of the belt. *Tectonophysics*, 129: 291-301.
- 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. *Asoc. Geol. y Geof. Esp. del Petróleo. Libro Homenaje a R. Soler*: 37-51.
- FONTBOTÉ, J. M., GUIMERÀ, J., ROCA, E., SÀBAT, F., SANTANACH, P. y FERNÁNDEZ ORTIGOSA, F., 1990: The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (3-4): 249-259.
- GARCÍA SIÑÉRIZ, B., QUEROL, R., CASTILLO, F. y ARRIBAS, J. R., 1979: A new hydrocarbon province in the Western Mediterranean. *10th World Petr. Congr.*, Bucharest, 191-197.
- GARWIN, J. L., 1985: *Fission track dating and tectonics in the Eastern Pyrenees.* Ph. D. Th. Gonville and Caius College. Cambridge. 218 pp.
- GIBERT, J., AGUSTÍ, J. y MOYÀ-SOLÀ, S. (1980): Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Ampurdán. *Boletín Geológico y Minero*, 91 (6): 705-712.
- GILLCHRIST, R., COWARD, M. y MUGNIER, J. L., 1987: Structural inversion: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, 1 (1): 5-34.
- GOT, H., 1973: *Etude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire Quaternaire du Précontinent Pyrénéen Catalan.* Tesis Doctoral, Univ. Perpignan, 249 pp.
- GUERIN, B. y LATREILLE, M., 1961-1962: Etude géologique dans le Pyrénées espagnoles entre les rios Segre et Llobregat (provinces de Lerida et Barcelone). *Rev. Inst. Fr. Petrole*, 16 (9): 922-940
- GUIMERÀ, J., 1984: Paleogene evolution and deformation in the north-eastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420
- GUITARD, G., 1958: Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariege et la Méditerranée. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 6 (8): 825-852.
- GUITARD, G., 1970: Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou. (Pyrénées Orientales). *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 63: 1-353.

- HARDAGE, B., 1987: *Seismic Stratigraphy*. London. Geophys. Press. 432 pp.
- HARDING, A. J., 1983: Inversion methods for slant stacks of near off-set data. *Geophys. Jour. Royal-Astronom. Soc.* 73. (1). 300 pp.
- HAYWARD, A. B. y GRAHAM, R. H., 1989: Some geometrical characteristics of inversion. *Geological Society Special Publications*, 44: 17-39.
- HSÚ, K. J., CITA, M. y RYAN, W., 1973: The origin of the Mediterranean Evaporites. In: K. J. Hsu, L. Montadert *et al.*. *Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 13: 1203-1231.
- HSU K. J., MONTADERT, L., BERNOUILLI, D., CITA, M., ERICKSON, A., CAIRISON, R., KIDD, R., MELIERES, F., MULLER, C., y WRIGHT, R. 1978: History of Mediterranean salinity crisis. *Init. Rep. of the Deep Sea Drill. Proj.*, 42 (1): 1053-1078.
- JANSEN, M. E., TORNÉ, M., CLOETHING, S. y BANDA, E., 1993: Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 119: 585-597.
- JOHNS, D. R., HERBER, M. A. y SCHWANDER, M. M., 1989: Depositional sequences in the Castellón area, offshore northeast Spain. In: A. W. Bally. *Atlas of Seismic Stratigraphy*, vol 3 AAPG Stud. Geol., 27: 181-184.
- JORDAN, J. E. Jr., 1981: Geologic/geophysical study of fluvial delta in offshore Louisiana. *AAPG-Bulletin*, 65 (5): 1014.
- JULIÀ, R., 1979: *La conca lacustre de Banyoles-Besalú*. Monografies del Centre d'Estudis Comarcal de Banyoles. 188 p.
- JULIÀ, R. y SANTANACH, P., 1984: Las fosas neógenas del litoral catalán. In: J. A. Comba. *Geología de España (Libro Jubilar J. M. Ríos)*, vol. 2: 449-456. IGME. Madrid.
- KOOI, H., CLOETHING, S. y BURRUS, J., 1992: Lithospheric necking and regional isotasy at extensional basins 1. Subsidence and gravity modelling with an application to the Gulf of Lions margin (SE France). *J. Geoph. Res.*, 97: 17553-17571.
- LANAJA, J. M., 1987: *Contribución de la explotación petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME, Serv. Publ. Minist. Indust. Energ., Madrid, 465 pp.
- LEENHARDT, O., REBUFFATI, A., SABATIER, R. y BRUNETON, A., 1969: Profil sismique dans le bassin nord-Baléares. *C. R. Soc. Geol. France*, 7: 249-250.
- LIESA, M., 1988: *El metamorfismo del vessant sud del massís del Roc de Frausa (Pirineu oriental)*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. 233 pp.
- LIESA, M. y CARRERAS, J., 1989: On the structure and metamorphism of the Roc de Frausa massif. *Geodinamica Acta*, 3 (2): 149-161.
- LIESA, M., 1994: Relation of the Hercynian metamorphism with magmatism and deformation in the Eastern Pyrenees. Implications for Hercynian evolution. *Geologie en Mijnbouw*, 72: 295-304.
- LÓPEZ RUIZ, J. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E., 1985: La región volcánica mio-pleistocena del NE de España. *Estudios Geol.*, 41: 105-126.
- MAILLARD, A., MAUFFRET, A., WATTS, A. B., TORNE, M., PASCAL, G., BUHL, P., y PINET, B. 1992: Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 57-76.
- MARTÍ, J. y MALLARACH, J. M., 1987: Erupciones hidromagmáticas en el volcanismo cuaternario de Olot (Girona). *Estudios Geol.*, 43: 31-40.
- 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.
- MARTINELL, J., 1973. Algunos datos paleoecológicos y tafonómicos de un yacimiento pliocénico del Ampurdán. *Acta Geol. Hispanica*, 8 (1): 16-20
- MARTINELL, J., 1988: An overview of the marine Pliocene of NE Spain. *Geol. Méditerranéenne*, 15 (4): 227-233.
- MARTÍNEZ, A., VERGÉS, J., CLAVELL, E. y KENNEDY, J., 1989: Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3 (3): 185-194.
- MASANA, E., 1994: El análisis de la red fluvial en el estudio de la neotectónica en las Cadenas Costeras Catalanas. In: J. Arnáez, J. M. García Ruiz y A. Gómez Villar. *Geomorfología en España*. Sociedad Española de Geomorfología, Logroño: 29-41.
- MAUFFRET, A., 1976: *Etude géodynamique de la marge des Iles Baléares*. Tesis doctoral, Univ. P. et M. Curie, Paris, 137 pp.
- MAUFFRET, A. y SANCHO, J., 1970: Etude de la marge continentale au Nord de Majorque (Baléares, Espagne). *Rev. Inst. Franc. du Petrole*, 20 (6): 714-730.
- MEDIALDEA, J., MALDONADO, A., ALONSO, B., DÍAZ, J., FARRAN, M., GIRO, S., VÁZQUEZ, A., SAINZ-AMOR, E., MARTÍNEZ, A. y MEDIALDEA, T., 1986: *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1/200.000. Memoria y Hoja nº 41 y 42 (Tortosa-Tarragona)*. IGME, Servicio de Publ. del Min. de Ind. y Energía, Madrid, 78 p.
- MEDIALDEA, J., MALDONADO, A., DÍAZ, J., ESCUTIA, C., FARRAN, M., GIRO, S., SERRA, M., y VÁZQUEZ, J. T., 1989: *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1/200.000. Memoria y Hoja nº 35 y 42 E (Barcelona)*. IGME, Servicio de Publ. del Min. de Ind. y Energía, Madrid, 117 p.
- MEDIALDEA, T., VÁZQUEZ, J. T., MALDONADO, A., ALONSO, B., DÍAZ, J. I., ERCILLA, G. y FARRAN, M., 1994: *Mapa geológico de la plataforma continental española y Zonas adyacentes. Escala 1/200.000. Memoria y Hoja nº 25-25 E (Figueras)*. ITGE. Servicio de Publ. del Min. de Ind. y Energía, Madrid, 82 pp.
- MEDIALDEA, T., VÁZQUEZ, J. T. y VEGAS, R., (1994): Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el Neógeno. *Acta Geol. Hispanica*, 29 (1994): 39-53.
- MITCHUM, R. M., VAIL, P. y THOMPSON, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part I: Glossary of terms used in Seismic Stratigraphy. *AAPG Mem.*, 26: 205-210.
- MONTADERT, L., SANCHO, J., FAIL, J., DEBYSER, J. y WINNOCK E. 1970: De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée occidentale (nord-est des Baléares). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271: 812-815.
- MORGAN, P. y FERNÁNDEZ, M., 1992: Neogene vertical movements and constraints on extension in the Catalan Coastal Ranges, Iberian Peninsula and the Valencia Trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 219-248.
- MUÑOZ, J. A., 1985: *Estructura alpina y herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, pp 305.
- MUÑOZ, A., 1992a: *Estructura Alpina i Herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*. Publicació del Servei Geològic de Catalunya, Monografies núm. 1, Barcelona, 227 p., 1 mapa pleg.
- MUÑOZ, A., 1992b: Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: K R. McClay. *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London: 235-246.
- MUÑOZ, J. A., MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J., 1986: Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *Journ. Struct. Geol.* 8. (3-4): 399-405.
- PALLÍ, L., 1972: *Estratigrafía del Empordà y zonas limítrofes*. Publicaciones de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona, 388 pp.

- POSAMENTIER, H., JERVEY, M. y VAIL P., 1988: Eustatic controls on clastic deposition. I - Conceptual framework. *SEPM Sp. Publ.*, 42: 110-124.
- POUS, J., SOLÉ SUGRAÑES, LL y BADIELLA, P., 1990: Estudio geoelectrico de la depresión de La Selva (Girona). *Acta Geol. Hispanica*, 25 (4): 261-269.
- PUIGDEFÀBREGAS, C., MUÑOZ, J. A. y MARZO, M., 1986: Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 8: 229-246.
- PUJADAS, J., 1990: *Tectònica i sedimentació a les unitats de l'Empordà (Biure-Pirineu Oriental)*. Memoria de Licenciatura. Universitat de Barcelona. 73 p.
- PUJADAS, J., CASAS, J. M., MUÑOZ, J. A. y SÀBAT, F., 1989: Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area, southeastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3 (3): 195-216.
- REHAULT, J. P., BOILLOT, G. y MAUFFRET, A., 1985: The western Mediterranean Basin. In: D. J. Stankey y F. C. Wezel. *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer. New York: 101-129.
- RIBA, O., 1981: Aspectes de la geologia marina de la conca mediterrània balear durant el Neogen. *Mem. R. Acad. Ciènc. Arts de Barcelona*, 45 (1): 1-115.
- RIVERO, L., 1993: *Estudio gravimétrico del Pirineo Oriental*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 272 p.
- 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. 330 p.
- ROCA, E., DESEGAULX, P., FERNÁNDEZ ORTIGOSA, F., ROURE, F. y PINET, B., 1990: Subsidence study and deep structure of the València Trough area. In: B. Pinet y C. Bois. *The Potencial of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration*, Paris, 439-443.
- ROCA, E. y DESEGAULX, P., 1992: Geological evolution and vertical movement analysis of the Valencia Trough area (Western Mediterranean). *Marine 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. (1-4): 203-218.
- RYAN, W. B. F., HSU, K. J. et al., ed., 1973 *Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 13, 1447 p
- SANGREE, J. y WIDMIER, J., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 9: Seismic interpretation of clastic depositional facies. In: Ch. Payton. *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Explorations*, AAPG Mem., 26: 165-184.
- SAULA, E., MATÓ, E., MONTANER, J., SOLÀ, J., PICART, J., AGUSTÍ, J., LLENAS, M., MOYÀ, S. SERRA-KIEL, J. y CAUS, E. 1994: *Mapa Geològic de Catalunya. Escala 1:25.000. Full 296-2-2 (78-24, Torroella de Montgrí)*. Servei Geològic de Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya. Barcelona
- SAULA, E., PICART, J., MATÓ, E., LLENAS, M., LOSANTOS, M., BERÀSTEGUI, X. y AGUSTÍ, J., 1994 (1996): Evolución geodinámica de la Fosa del Empordà y las Sierras Transversales. *Acta Geol. Hispanica*, 29: 55-75.
- SEGURET, M., 1972: *Étude tectonique des nappes et séries decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrenees; Caractere synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravite*. Languedoc, Univ. Sci. Tech., Publ., Ser.-Geol.-Struct. (2). 155 p.
- SERRA, J., 1975: *El precontinent catalán entre Cap Bagur y Arenys de Mar (Prov. de Barcelona y Gerona)*. Estructura y Sedimentación reciente. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona. 187 p.
- SERRA, J., MALDONADO, A. y RIBA, O., 1979: Caracterización del margen continental de Catalunya y Baleares. *Acta Geol. Hispanica Libro Homenaje Prof. Ll. Sole Sabaris*, 14: 242-270.
- SERRA KIEL, J. 1984: Estudi dels *Nummulites* del grup de *N. perforatus* (Montfort). Conques aquitana, catalana i balear. *Treballs de la Institució Catalana d'Historia Natural*. 11. 244 p.
- SOLÉ SABARÍS, L., 1933: La geologia dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà. *Inst. Catalana Hist. Nat.*, B., 33 (4-5): 250-257.
- SOLÉ SABARÍS, L., FONTBOTÉ, J. M., MASACHS, V. y VIRGILI, C., 1956: Continuidad de las escamas de corrimiento del Ampurdán entre Figueras y el macizo del Montgrí y edad de su formación. *Publ. Univ. de Barcelona. Tomo homenaje póstumo al Dr. F. Pardo*, 145-152.
- SOLER, R., MARTÍNEZ, W., MEGÍAS, A. y ABEGER, J., 1983: Rasgos básicos del Neógeno Mediterráneo español. *Mediterranean Ser. Geol.*, 1: 71-82.
- STAMPFLI, G. M. y HOCKER, C. F. W., 1989: Messinian palaeorelief from a 3-D seismic survey in the Tarraco concession area (Spanish Mediterranean Sea). *Geol. Mijnbouw*, 68: 210-210.
- STOECKINGER, W. T., 1976: Valencia Gulf offer deadline nears. *Oil Ga. J.*, 29: 197-204.
- VAIL, P., MITCHUM, R. y TODD, R., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: Ch. Payton. *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem., 26: 63-81.
- VAN WAGONER, J., MITCHUM, R., POSAMENTIER, H. y VAIL, P. 1987. The key definitions of Sequence Stratigraphy. *AAPG St.Geol.* 27(1)
- VAN WAGONER, J., POSAMENTIER, H., MITCHUM, R., VAIL, P., SARG, J., LOUITT, T. y HARDENBOL, J., 1988: An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. *SEPM Sp. Publ.* 42: 39-45.
- VÁZQUEZ, T. y MEDIALDEA, T., 1992: 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. Actas*, 2: 166-170.
- VÁZQUEZ, T., MEDIALDEA, T. y VEGAS, R., 1993: El sistema NW-SE de fosas de Rosas y Bagur (margen continental nororiental de España). *Geogaceta*, 14: 21-23.
- VEGAS, R., 1994: A tectonic model for the volcanic province of Olot (NE Spain). *Geogaceta*, 15: 121-123.
- VERGÉS, J., 1993: *Estudi tectònic del vessant Sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 188 p.
- VERGÉS, J. y MARTÍNEZ, A., 1988: Corte compensado del Pirineo Oriental; Geometría de las cuencas de antepais y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geol. Hispanica*, 23, (2): 95-106.
- ZIEGLER, P. A., ed., 1992: Geodynamics of Rifting, vol 1. Case History Studies of Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics*, 208.