

## Evolución geodinámica de la fosa del Empordà y las Sierras Transversales

E. SAULA\*, J. PICART\*, E. MATÓ\*, M. LLENAS\*\*,  
M. LOSANTOS\*, X. BERÁSTEGUI\* y J. AGUSTÍ\*\*

\*Servei Geològic de Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya. Parc de Montjuïc. E-08038 Barcelona

\*\*Institut de Paleontologia Miquel Crusafont. Diputació de Barcelona. Escola Industrial 23, E-08201 Sabadell

### RESUMEN

La fosa del Empordà y el conjunto de semifosas de las Sierras Transversales forman un segmento, en el contexto del *rift* europeo, definido por el sistema de fallas de orientación NW-SE del noreste de Catalunya.

El sector estudiado, que comprende parte de las Sierras Transversales y del margen meridional de la fosa del Empordà, está estructurado internamente por fallas normales de geometría listrica. Aquellas cuyos saltos medidos en el plano de falla son del orden de 1000 metros, las denominamos fallas principales; las que denominamos secundarias se localizan en los bloques superiores de las primeras y sus saltos son, como mínimo, un orden de magnitud menores. Los bloques superiores de las fallas principales determinan cuencas en semifosa, rellenas con sedimentos sintectónicos mayoritariamente neógenos en el Empordà y cuaternarios en las Sierras Transversales. El límite geológico entre ambas zonas es la falla de Camós-Celrà. Este segmento se caracteriza también por la existencia de numerosos centros de emisión de materiales volcánicos.

Las edades del funcionamiento y de la fosilización de cada una de las fallas, acotada en base a los sedimentos y al vulcanismo asociados, indican una secuencia de propagación de bloque inferior desde el Mioceno hasta tiempos recientes. El corte geológico de superficie ha permitido la construcción de un modelo geométrico en profundidad para todo el sistema de fallas basado en el método de cizalla inclinada. La extensión calculada a partir de dicho método es de  $\beta = 1.27$ . Por otra parte, la velocidad de ascensión calculada de las emisiones volcánicas precisa una estructuración del conjunto de la corteza definida por discontinuidades con fuerte ángulo de buzamiento, que permita la ascensión rápida de los magmas desde el manto superior sin apenas contaminarse. Se propone un modelo a escala cortical en el cual dichas discontinuidades formarían dos sistemas imbricados (*duplex* en extensión)

superpuestos, con un nivel de despegue superior coincidente con el despegue basal del sistema de fracturas superficiales, un nivel de despegue intermedio que se localizaría en el límite superior de la corteza inferior reflexiva y un nivel de despegue inferior localizado en la discontinuidad de Mohorovicic. Una estructuración semejante de la corteza se observa en el segmento adyacente del Golfo del León.

*Palabras clave:* Rift. Segmento. Sierras Transversales-Empordà. Neógeno-Cuaternario. Extensión. Vulcanismo. Secuencia de bloque inferior. Corteza.

### ABSTRACT

#### Geodynamic evolution of the Empordà basin and the Sierras Transversales (Transverse Ranges, NE Spain)

The Empordà basin, together with the half graben system of the Sierras Transversales, form a segment of the European Rift, which is defined here by the NW-SE-trending fault system of northeastern Catalonia.

The study area, which partially includes the Sierras Transversales and the southern margin of the Empordà basin, is internally structured by normal faults with listric geometry. Those with measured dip slips of about 1,000 meters are here called main faults; those located in the hanging walls of the main ones are called minor faults, and their dip slips are, at least, lesser in one order of magnitude. The hanging walls of the main faults hold half graben basins, with a sedimentary infill mainly neogene in age in the Empordà, and of quaternary age in the Sierras Transversales. Both areas are geologically bounded by the Camós-Celrà fault. This rift segment is also characterized by the occurrence of numerous volcanic emission centres.

The timing of activity and burial of each fault, constrained by the ages of the associated sediments and vulcanism, suggest a piggy-back sequence of propagation from Miocene to recent times. The geological cross-section constructed from surface data, allowed us the elaboration of a geometric model in depth for the whole fault system, using the inclined shear method. The calculated extension from this method gives us a value of  $\beta=1.27$ . On the other hand, the very high calculated magma ascent rates strongly constrain the structure in the footwall (crust); subsequently, high angle discontinuities favouring a very fast magmatic ascent have to be defined. These discontinuities would form two imbricate systems (extensional duplexes), with a roof detachment coinciding with the floor detachment of the shallow fault system and a floor detachment located in the MOHO discontinuity. A similar crustal structuration is observed in the neighbouring segment of the Gulf of Lions.

**Keywords:** Rift. Segment. Sierras Transversales-Empordà. Neogene-Quaternary. Extension. Vulcanism. Piggy-back. Crust.

## INTRODUCCIÓN

La realización de la cartografía geológica de una área localizada al Noreste de Catalunya, en el marco del proyecto del Mapa Geològic de Catalunya a escala 1:25.000, (hojas de Banyoles (295-2-1), Amer (295-1-2), Canet d'Adri (295-2-2), Cornellà de Terri (296-1-1), l'Escala (296-2-1), Sarrià de Baix (296-1-2), Torroella de Montgrí (296-2-2), Montgó (297-1-1) y l'Estartit (297-1-2)) ha proporcionado numerosos datos acerca de la estratigrafía del Cenozoico y de la estructura de este sector, el cual incluye la zona de enlace entre la fosa del Empordà al este y el sistema de semifosas de las Sierras Transversales al oeste. Estudios regionales previos en este sector son los de Solé (1958), I.G.M.E (1983), Agustí *et al.* (1990), Fleta y Escuer (1991) y Martí *et al.* (1992).

Este trabajo incide especialmente en la descripción de la estructura extensional y la sedimentación neógena, así como en sus relaciones espaciales y temporales. La estratigrafía del Paleógeno se expone de forma somera, aunque su conocimiento ha sido imprescindible para acotar los saltos de las fallas del sistema. Por otra parte, la edad de las manifestaciones volcánicas y las nuevas dataciones de los sedimentos neógenos relacionados con la extensión, permiten acotar la edad de las estructuras. Finalmente, a partir de la interpretación conjunta de los datos expuestos, se propone un modelo estructural y de evolución geodinámica de este sector durante el Neógeno y el Cuaternario.

## SITUACIÓN GEOLÓGICA

Las Sierras Transversales (Solé, 1958) y la Depresión del Empordà se enmarcan en el contexto tec-

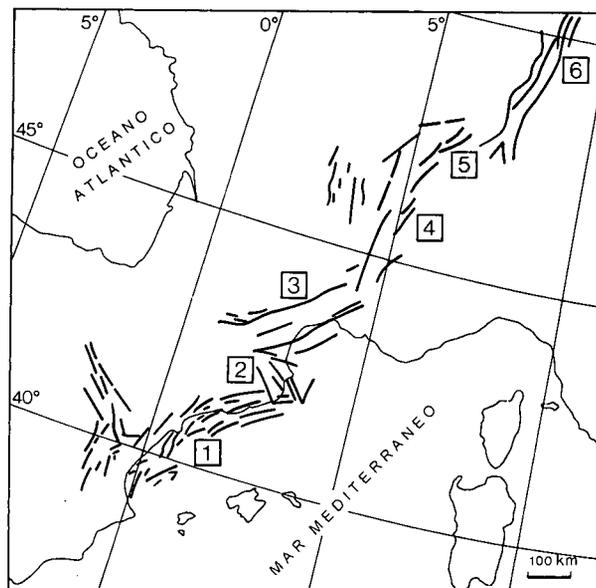


Figura 1. Esquema de situación del segmento de dirección NW-SE del noreste de Catalunya en el contexto del Rift Europeo. 1: Segmentos Vallès-Penedès-Golfo de Valencia; 2: Segmento Sierras Transversales-Empordà; 3: Segmento Golfo de León-Têt-Tech-Cerdanya; 4: Segmento de la Bresse; 5: Segmento del Saona; 6: Segmento del Rin.

Figure 1. Location sketch of the NW-SE trending segment in the European Rift context. 1: Vallès-Penedès-Gulf of Valencia segment; 2: Sierras Transversales-Empordà segment; 3: Gulf of Lions-Têt-Tech-Cerdanya segment; 4: La Bresse segment; 5: Saona segment; 6: Rhin segment.

tónico extensional que afectó al Mediterráneo occidental durante el Neógeno y el Cuaternario (Fig. 1). Forman parte del sistema de *rifting* que se extiende a lo largo de 1.100 km desde la fosa del Rin hasta el sureste de la Península Ibérica, y que evoluciona desde el Eoceno tardío hasta la actualidad (Ziegler, 1992a). Dentro de este marco, la fosa del Empordà y el conjunto de semifosas de las Sierras Transversales están definidos por un sistema de fallas normales de dirección NW-SE que se superpone a las estructuras pirenaicas y a la cuenca de antepaís alpina. Este sistema forma el segmento de salto sinistral (*sinistral-stepping rift segment*, en el sentido geométrico de Nelson *et al.*, 1992) entre los segmentos de dirección NE-SW de Golfo de León-la Têt-la Tech-la Cerdanya y Vallès-Penedès-Golfo de València (Fig. 1).

Dentro de la zona estudiada y sectores adyacentes (Fig. 2) se individualizan distintas unidades que constituyen altos estructurales (Gavarres, Guilleries y Sierras Transversales) y fosas formando cuencas neógenas (la Selva y el Empordà), a las que se añaden las zonas de Olot y Banyoles, que contienen espesores considerables

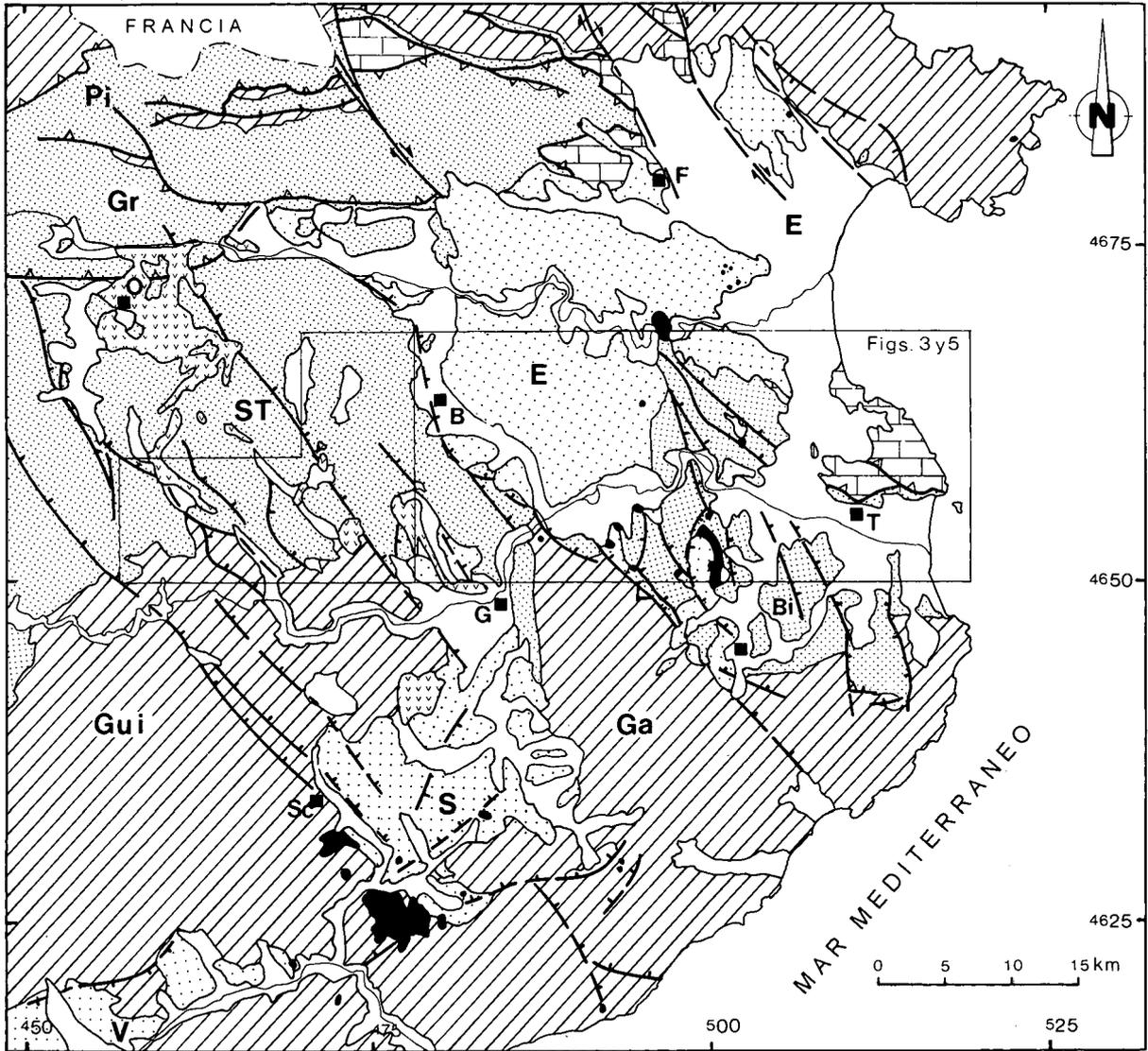


Figura 2. Esquema geológico del segmento de dirección NW-SE del noreste de Catalunya (Ver situación en Fig. 1). I: Cuaternario, II: Rocas volcánicas cuaternarias, III: Neógeno, IV: Rocas volcánicas neógenas, V: Paleógeno, VI: Mesozoico, VII: Paleozoico, VIII: Fallas normales, IX: Cabalgamientos. O: Olot, B: Banyoles, F: Figueres, G: Girona, Bi: la Bisbal, T: Torroella de Montgrí y Sc: Santa Coloma de Farners. Pi: Pirineos, Gr: Garrotxa, E: Empordà, S.T.: Sierras Transversales, Gui: Guillerries, S: Selva, Ga: Gavarres y V: Vallès.

Figure 2. Geological sketch of the northeastern Catalonia segment (see fig. 1 for location). I: Quaternary, II: Quaternary volcanic rocks, III: Neogene, IV: Neogene volcanic rocks, V: Paleogene, VI: Mesozoic, VII: Paleozoic, VIII: Normal faults and IX: Thrust. O: Olot, B: Banyoles, F: Figueres, G: Girona, Bi: la Bisbal, T: Torroella de Montgrí and S: Santa Coloma de Farners. Pi: Pyrenees, E: Empordà, S.T.: Sierras Transversales, Gui: Guillerries, S: Selva, Ga: Gavarres and V: Vallès.

de depósitos cuaternarios. En todas las unidades mencionadas se observan manifestaciones volcánicas.

Algunas fallas del sistema de dirección NW-SE actuaron como fallas de salto en dirección dextrógiras al menos durante el Paleógeno (p. ej., fallas de Albanyà, la Jon-

quera y Sant Climent) y fueron retomadas posteriormente como fallas normales (Estévez, 1973, Pujadas *et al.*, 1989), en una disposición en *échelon* que hundió los bloques orientales.

En el marco general esbozado, este trabajo incide en

el estudio del sector central del segmento en dirección NW-SE (Fig. 2) en el cual se encuentran el margen meridional de la fosa del Empordà y una parte de las Sierras Transversales.

## ESTRATIGRAFÍA

### El sustrato pre-extensivo

El sustrato de los depósitos sin-extensivos lo constituyen materiales paleozoicos y paleógenos que afloran en los márgenes meridional (macizo de les Gavarres) y occidental (Sierras Transversales) de la cuenca neógena del Empordà, además de los sedimentos mesozoicos de la lámina cabalgante del Montgrí que afloran en el noroeste de la zona estudiada (Fig. 2).

El Paleozoico está representado mayoritariamente por filitas con intercalaciones de cuarcitas y niveles vulcanoderivados, atribuidos al Cambro-Ordovícico, y por calizas devónicas. Está afectado por estructuras de plegamiento hercínicas e intruido por granitoides, constituyendo a su vez el sustrato de la serie paleógena.

El Mesozoico de la lámina cabalgante que forma el macizo del Montgrí tiene un espesor de alrededor de 3.000 metros. Incluye en su parte basal yesos y lutitas de facies Keuper y un tramo margocalizo de edad jurásica. El resto de la serie está compuesto mayoritariamente por calizas del Cretácico.

El Paleógeno está constituido, de base a techo, por sedimentos continentales rojos del Grupo Pontils (Paleoceno-Eoceno inferior), calizas de la Formación Girona (Luteciense), evaporitas de la Formación Beuda (Luteciense, restringidas a la zona septentrional del área estudiada), margas de la Formación Banyoles (Luteciense), areniscas y calcarenitas de la Formación Barcons (Luteciense), areniscas glauconíticas de la base del Bartoniense, sedimentos clásticos marinos, calizas y margas del Bartoniense y, finalmente, conglomerados y lutitas rojas de edad Bartoniense y Priaboniense. La serie paleógena completa tiene un espesor cercano a los 2.000 metros (Mató y Saula, 1993).

### Depósitos sin-extensivos

Los depósitos sin-extensivos son mayoritariamente de edades neógena y cuaternaria. Existen también unos materiales conglomeráticos continentales de edad no de-

terminada, que por su posición estratigráfica podrían registrar la parte más alta del Oligoceno.

En el sector meridional del Empordà se han diferenciado varios abanicos aluviales de edad Vallesiense con aportes procedentes del sur (Les Gavarres). Al oeste se reconocen un conjunto de abanicos aluviales de la misma edad, de procedencia W, y un conjunto de abanicos de edad pliocena con aportes procedentes del W-NW. Los dos conjuntos de abanicos miocénicos se interdigitan distalmente.

Al noroeste del macizo del Montgrí se distingue una unidad conglomerática basal, de edad no determinada, discordante sobre el sustrato eocénico-oligocénico. La recubren, en disposición de solapamiento expansivo, sedimentos deltaicos y litorales de edad pliocena, muy recubiertos a su vez por depósitos fluviales cuaternarios. El Alto del Baix Empordà (A B E en Fig. 3) es un alto estructural de edad neógena, constituido por sedimentos paleógenos; los sedimentos continentales se localizan al oeste y suroeste, mientras que los sedimentos marinos y de transición se sitúan al norte de esta estructura. La distribución de los sedimentos neógenos en el sector del Empordà estudiado puede observarse en la figura 3.

Los sedimentos cuaternarios asociados a fallas se localizan en el sector de las Sierras Transversales. Consisten en depósitos de piedemonte asociados a escarpes de falla y en sedimentos aluviales acumulados en valles orientados paralelamente a aquellas. También se reconocen depósitos discontinuos de calizas travertínicas localizados en las proximidades de algunas fallas.

Los sedimentos de la llanura aluvial de los ríos Ter, Fluvià, Daró y Muga son discordantes sobre los materiales pre-cuaternarios; en superficie no parecen relacionados con estructuras tectónicas.

### *Mioceno. Sistema de abanicos aluviales meridionales*

El Sistema de abanicos aluviales adosados al margen sur de la cuenca (Fig. 3, nº1), cuya área fuente se localizaba en les Gavarres, adquiría hacia el norte características fluviales. Se trata de series lutítico-conglomeráticas de menos de cien metros de espesor visibles. Los espesores máximos se localizan en los bloques superiores de fallas normales, siendo menores el espesor y la extensión de los sedimentos en los bloques inferiores. Esta disposición asimétrica se atribuye al carácter sintectónico de dichos sedimentos. El límite inferior del sistema de abani-

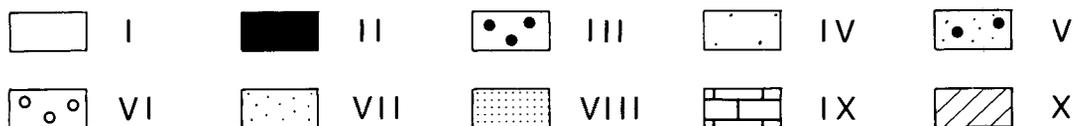
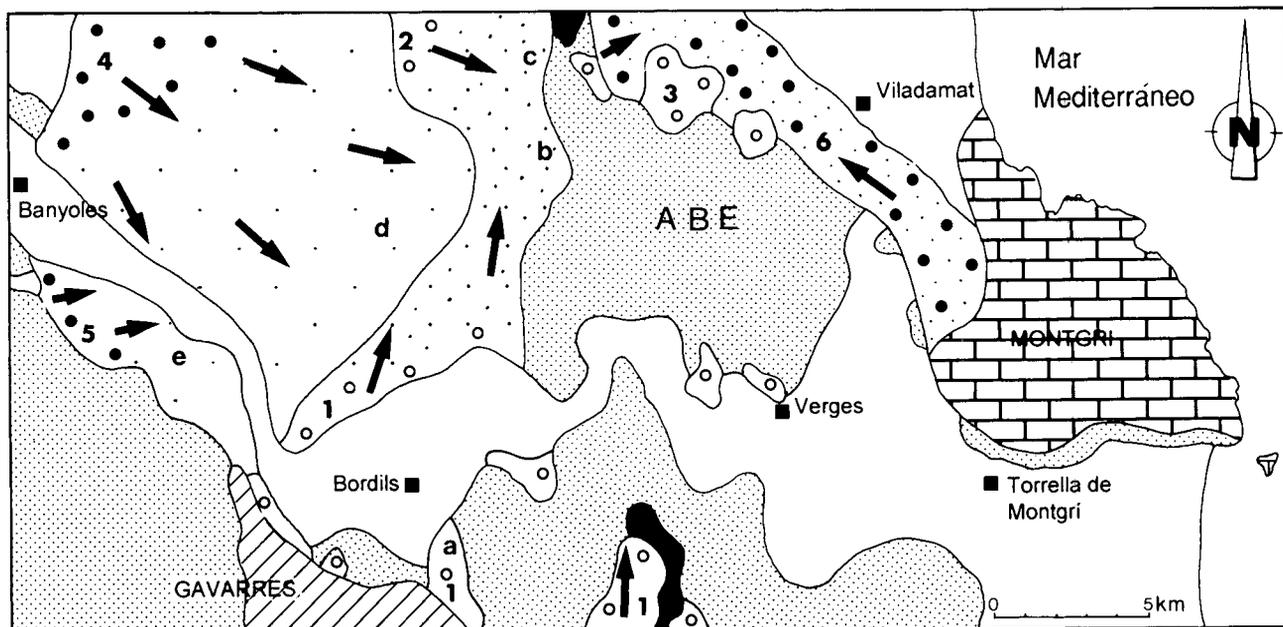


Figura 3. Distribución de las unidades estratigráficas neógenas del sector meridional del Empordà (ver situación en Fig. 2). I: Cuaternario, II: Rocas volcánicas neógenas, III: Facies proximales de abanicos aluviales del Plioceno, IV: Facies distales de abanicos aluviales del Plioceno, V: Facies transicionales del Plioceno, VI: Facies proximales de abanicos aluviales del Mioceno, VII: Facies distales de abanicos aluviales del Mioceno, VIII: Paleógeno, IX: Mesozoico y X: Paleozoico. 1: Sistema de abanicos aluviales meridionales. 2: Sistema aluvial inferior del Fluvià. 3: Conglomerados de Serra de Ventalló. 4: Sistema aluvial superior del Fluvià. 5: Sistema aluvial de Palol de Revardit. 6: Plioceno transicional de Viladamat. Yacimientos paleontológicos; a: Sant Martí Vell, b: Camallera, c: Calabuig, d: Terradelles y e: Cornellà de Terri. ABE: Alto del Baix Empordà. Las flechas indican la dirección de las paleocorrientes.

Figure 3. Distribution of the neogene stratigraphic units in the southern Empordà (see Fig. 2 for location). I: Quaternary, II: Neogene volcanic rocks, III: Pliocene alluvial fan proximal facies, IV: Pliocene alluvial fan distal facies, V: Pliocene transitional facies, VI: Miocene alluvial fan proximal facies, VII: Miocene alluvial fan distal facies, VIII: Paleogene, IX: Mesozoic and X: Paleozoic. 1.- Southern alluvial fans system, 2.- Fluvià lower alluvial system, 3.- Serra de Ventalló conglomerates, 4.- Fluvià upper alluvial system, 5.- Palol de Revardit alluvial system, 6.- Transitional Pliocene of Viladamat. Arrows show the paleocurrent direction.

cos aluviales es una discordancia angular sobre el sustrato pre-extensivo. Los depósitos volcánicos se localizan mayoritariamente en la base de estos sedimentos.

La serie estratigráfica está caracterizada por niveles conglomeráticos de espesor métrico que alternan con tramos lutíticos de espesor entre métrico y decamétrico (Fig. 4), siendo la base de los niveles de conglomerados erosiva. Las facies areniscosas se encuentran en general poco desarrolladas. Los sedimentos lutíticos incluyen intervalos de espesor decimétrico de margas oscuras que contienen puntualmente abundantes restos de mamíferos. La litología de los cantos de los conglomerados es diversa y de procedencia local (Gavarres). Abundan, en

proporción variable, cantos procedentes de materiales paleozoicos (rocas metamórficas, granito y cuarzo, que pueden proceder también de la Formación Pontils), eocenos (calizas de la Formación Girona, areniscas) y neógenos (basaltos). Las paleocorrientes medidas en los conglomerados se dirigen en general hacia el norte, con algunas variaciones de carácter local. Estos sedimentos fueron depositados en un sistema aluvial dominado por dispositivos de canales entrelazados, con desarrollo de facies palustres en sectores aislados del aporte de sedimentos groseros. Las alternancias bruscas de sedimentos groseros y sedimentos finos (Fig. 4b) que se intercalan en la serie, contrastan con las secuencias de tendencia granocreciente que caracterizan normalmente los sedi-

mentos aluviales; se interpretan como el resultado de procesos de captura entre cursos fluviales.

La presencia de *Rotundomys bressanus* MEIN en el yacimiento de Sant Martí Vell (Fig. 3) indica que estos materiales son de edad Vallesiense superior (Mioceno superior). En el yacimiento de Camallera, situado más al norte y en sedimentos más distales (Fig. 3), se han reconocido *Kowalskia falbuschi* BACHMAYER y WILSON, *Parapodemus* sp. y *Atlantoxerus adroveri* DE BRUIJN y MEIN, que permiten atribuir al Turoliense medio (Mioceno superior) esta parte de la serie.

#### Mioceno. Sistema aluvial inferior del Fluvià

Este sistema (Fig. 3, nº 2) está representado únicamente por facies de abanico aluvial distal y está recubierto por el sistema aluvial superior del Fluvià, de edad pliocena. Lo constituyen fundamentalmente areniscas y lutitas entre las que se intercalan esporádicamente capas de conglomerados. El sentido de las paleocorrientes es hacia el este. Localmente se intercalan también niveles de espesor decimétrico de lutitas grises y lutitas carbonatadas depositadas en un ambiente palustre (Fig. 4a). El espesor de la serie es de un mínimo de 150 m. Este sistema se interdigita con las partes distales de los abanicos meridionales. La presencia de *Apodemus* aff. *dominans* KRETZOI, *Occitanomys* aff. *adroveri* (THALER), *Cricetus kormosi* SCHAUB y *Ruscinomys* aff. *lasallei* ADROVER en el yacimiento del cementerio de Calabuig (Fig. 3) permite situar estos materiales en el Turoliense superior (Mioceno superior).

#### Mioceno. Conglomerados de Serra de Ventalló

Esta unidad se sitúa al noroeste del Alto del Baix Empordà (Fig. 3, nº 3) y no tiene ninguna relación espacial con las unidades miocénicas descritas anteriormente. Está constituida por conglomerados que contienen algunas intercalaciones de areniscas y lutitas rojas. La composición litológica de los cantos es predominantemente caliza y en ocasiones constituyen niveles monomícticos formados por cantos angulosos. El espesor máximo estimado de la unidad es de 325 m. Corresponden a depósitos fluvio-aluviales y son discordantes sobre sedimentos atribuidos al Oligoceno (que son discordantes, a su vez, sobre los sedimentos continentales rojos del Eoceno terminal, datados en el yacimiento de Sant Martí Vell por la presencia de *Theridomys golpeae* HARTENBERGER) y recubiertos en discordancia por sedimentos

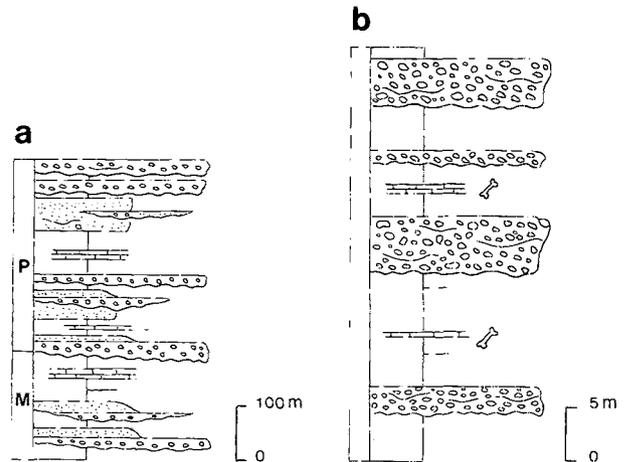


Figura 4. a) Serie sintética de los sistemas aluviales inferior (Mioceno) y superior (Plioceno) del Fluvià. M: Mioceno (Sistema aluvial inferior del Fluvià) y P: Plioceno (Sistema aluvial superior del Fluvià). b) Detalle de los depósitos proximales del Sistema de abanicos aluviales meridionales.

Figure 4. a) Synthetic vertical succession of lower (Miocene) and upper (Pliocene) Fluvià alluvial systems. M: Miocene (lower Fluvià alluvial system) and P: Pliocene (upper Fluvià alluvial system). b) Detail of the stratigraphic succession of the Southern alluvial fans System.

pliocenos. Por su posición estratigráfica, cabe atribuirles una edad comprendida entre un Oligoceno indeterminado y la base del Plioceno.

#### Plioceno. Sistema aluvial superior del Fluvià

Aflora en el extremo noroeste del área estudiada (Fig. 3, nº 4). Los sedimentos proximales son conglomerados que evolucionan distalmente hacia el este y sureste a facies arenoso-lutíticas. El espesor de la unidad es del orden de 300 m. El límite con el sistema aluvial inferior del Fluvià se ha situado en la base de un conjunto de niveles conglomeráticos de gran continuidad lateral. Las facies proximales se caracterizan por una alternancia métrica o decamétrica de capas de conglomerados con tramos predominantemente lutíticos y arenosos (Fig. 4a). Los niveles conglomeráticos se interpretan como depósitos de canales entrelazados que muestran evidencias de relleno multiepisdódico y ordenación granodecreciente. Los cantos son de calizas y areniscas eocenas y, en menor proporción, se encuentran cantos de rocas metamórficas, graníticas, filonianas y de conglomerados. En las zonas más proximales del sistema se reconocen depósitos desorganizados procedentes de flujos gravitativos de sedimento. Los materiales lutítico-arenosos predominan

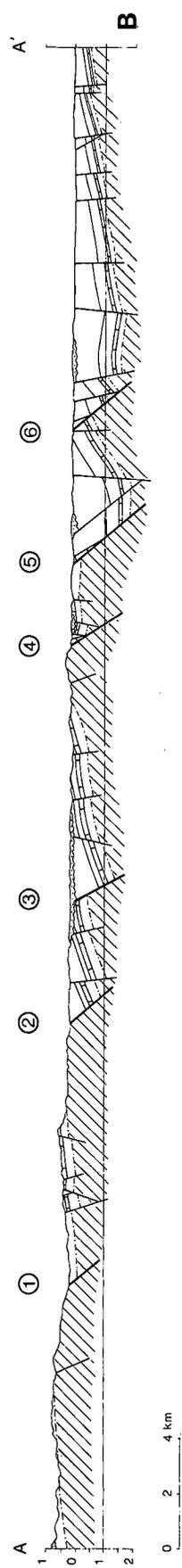
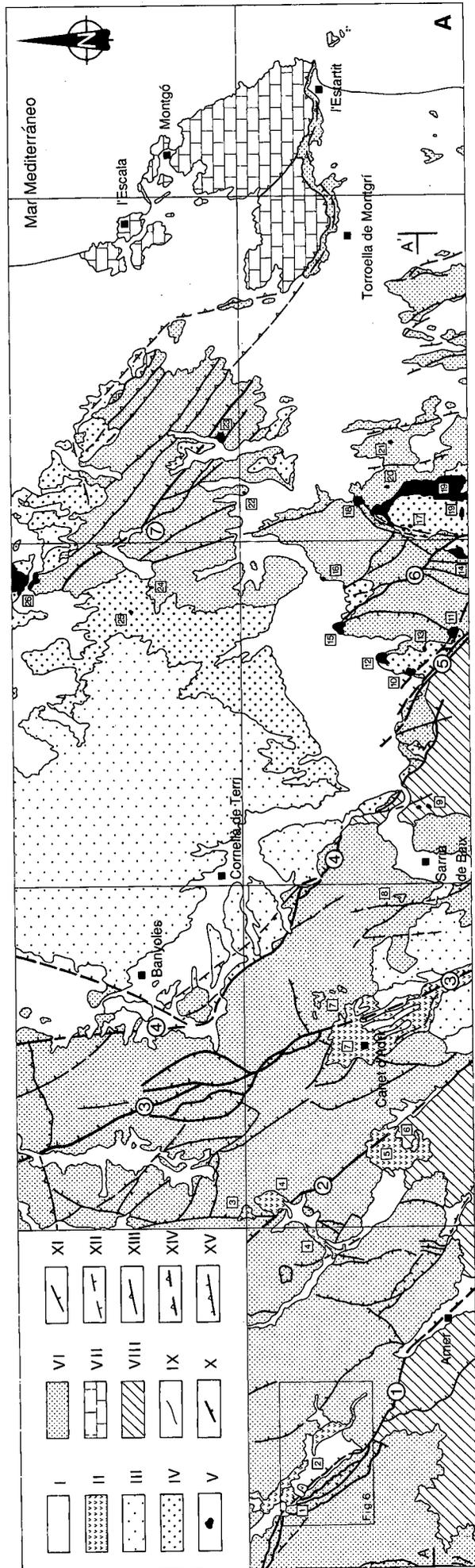


Figura 5. A) Mapa geológico de la zona estudiada (ver situación en Fig. 2). I: Cuaternario, II: Rocas volcánicas cuaternarias, III: Plioceno, IV: Mioceno, V: Rocas volcánicas neógenas, VI: Paleógeno, VII: Mesozoico, VIII: Paleozoico, IX: Contacto, X: Fallas normales principales, XI: Fallas normales subordinadas, XII: Fallas normales fosilizadas, XIII: Cabalgamientos, XIV: Cabalgamientos fosilizados y XV: Fallas con doble movimiento. 1-7: Fallas principales (en círculos)(ver tabla 1). 1-26: Afloramientos volcánicos (en recuadros)(ver tabla 2). La malla correspondiente a la distribución del MTN 1:25.000. B) Corte geológico A-A' (ver situación en Fig. 5A). Los depósitos paleógenos están representados en blanco, a excepción de las calizas de Girona que se indican con trama; Para el Paleozoico y el Neógeno la leyenda es como en la figura 5A.

Figure 5. A) Geological map of the study area (see Fig. 2 for location). I: Quaternary, II: Quaternary volcanic rocks, III: Pliocene, IV: Miocene, V: Neogene volcanic rocks, VI: Paleogene, VII: Mesozoic, VIII: Paleozoic, IX: Boundary, X: Main normal faults, XI: Minor normal faults, XII: Buried normal faults, XIII: Thrust, XIV: Buried thrust and XV: Reverse to normal fault. 1-7: Main faults (encircled)(see table 1). 1-26: Volcanic outcrops (squared)(see table 2). Grid represents the distribution of MTN 1:25.000. B) Geological cross-section A-A' (see Fig. 5A for location). Paleogene are represented in blank except Girona limestones, indicated by a hatch. Paleozoic and Neogene have the same key as in figure 5A.

en áreas distales y se interpretan como depósitos de llanura de inundación. Las lutitas son de coloraciones ocres e incluyen niveles margosos con abundante fauna. El yacimiento de micromamíferos de Terradelles (Fig. 3) permite atribuir al Plioceno superior (Villaniense) parte de la unidad, dada la presencia de *Mimomys* sp. y *Apodemus* aff. *dominans* KRETZOI.

#### *Plioceno. Sistema aluvial de Palol de Revardit*

El sistema aluvial de Palol de Revardit se sitúa en el extremo occidental del área estudiada (Fig. 3, nº5). Los depósitos proximales, compuestos por conglomerados y lutitas, configuran una estrecha banda adosada a los relieves del sustrato. El sentido general de las paleocorrientes es hacia el noreste. En las áreas distales aumenta la proporción de sedimentos lutítico-arenosos, con intercalaciones de niveles conglomeráticos. Los cantos de los conglomerados provienen mayoritariamente de calizas y areniscas eocenas y, en menor medida, de rocas volcánicas. El espesor del conjunto es de alrededor de 130 m. La fauna presente en la cantera de Cornellà de Terri (Fig. 3), con *Apodemus* aff. *gorafensis* RUIZ-BUSTOS et al.; *Occitanomys brailloni* MICHAUX y *Prolagus michauxi* LOPEZ permite atribuir el tramo basal de la serie a la parte alta del Plioceno inferior.

#### *Plioceno. Unidad transicional de Viladamat*

Los sedimentos del Plioceno transicional afloran al noreste del Alto del Baix Empordà (Fig. 3, nº6), adosados a él y a los materiales mesozoicos del Montgrí. Están constituídos por gravas, arenas y arcillas con fauna marina. Los cantos son de rocas graníticas, metamórficas, cuarzo, lidita, calizas mesozoicas, y calizas y areniscas paleógenas. El espesor total de la unidad es de más de 40 metros. La base es discordante, con una relación de solapamiento expansivo sobre los conglomerados de Serra de Ventalló. Internamente, estos sedimentos están estructurados por superficies de acreción de gran escala progradanates hacia el noroeste. Se interpretan como un delta de tipo Gilbert; la litología de las gravas y el sentido de la progradación, sugieren que el delta se debió edificar en la desembocadura del paleo-Daró. El equivalente lateral de los materiales deltaicos son arenas y sedimentos finos con fauna marina, de facies de playa y de bahía de poca profundidad. Martinell y Domènech (1982) y Martinell (1987) atribuyen a esta unidad una edad Plioceno medio (base del Plasenciense) a partir del estudio de la fauna malacológica del yacimiento de Sant Mori-Sant Miquel.

## VULCANISMO

Una de las particularidades del segmento en dirección NW-SE es la presencia de numerosas manifestaciones volcánicas, de edad neógena y cuaternaria. Las manifestaciones volcánicas del Empordà, la Selva y la Garrotxa (Sierras Transversales) han sido descritas en numerosos trabajos; la exposición que sigue está basada en parte en la recopilación de los datos expuestos en Solé (1962), Donville (1973 a y b), Mallarach (1983, 1986), Araña et al. (1983), López-Ruiz y Rodríguez-Badiola (1985), Guerin et al. (1986) y especialmente en Martí et al. (1992).

Las características petrológicas y geoquímicas, así como el contexto geológico, indican que el vulcanismo en este sector corresponde al de un modelo de *rift* con bajo vulcanismo, consecuencia de la fusión parcial de rocas mantélicas por descompresión en un contexto distensivo (Martí et al., 1992).

En el sector estudiado se reconocen dos episodios volcánicos, claramente diferenciados en cuanto a edad y localización (Figs. 2 y 5A). En la zona meridional de la cuenca del Empordà (al noreste de la falla de Celrà -4- en Fig. 5) las dataciones indican una edad miocénica superior (Donville, 1973 a y b), mientras que en las Sierras Transversales (al suroeste de la falla de Celrà) la edad del vulcanismo es cuaternaria (Guerin et al., 1986; Tabla 1). En ambas zonas la localización de las efusiones volcánicas está directamente relacionada con las fracturas principales (ver figuras 2 y 5A). Si bien el volumen aflorante de rocas volcánicas es mayor en las Sierras Transversales que en el Empordà, la cartografía geológica ha puesto de manifiesto un número elevado de centros de emisión en esta zona.

Los dos episodios están representados mayoritariamente por emisiones de rocas basálticas alcalinas (basaltos, basanitas y basanitas leucínicas) (López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1985) poco diferenciadas y con tasas de contaminación muy bajas, indicativas de un ascenso rápido. Martí et al. (1992) determinan velocidades de ascensión de 0,2 m/s en los volcanes cuaternarios de Olot (Garrotxa).

Los afloramientos de rocas volcánicas del Empordà se localizan en la zona central (al norte de la zona de estudio) y en el margen meridional de la cuenca (Fig. 5A). Están representadas por *necks*, restos de conductos subvolcánicos y localmente restos de coladas. Los afloramientos están parcialmente erosionados y los sedimentos clásticos neógenos contienen componentes volcánicos.

Nº	AFLORAMIENTOS VOLCANICOS	EDAD	FALLA ASOCIADA
1	Artigues Rojes-Puig Roig	28.900 a.(1)	1
2	Colada del Traiter ?	46.300 a.(1)	Bloque superior 1
3	Puig Moner	-	Bloque superior 2
4	Granollers de Rocacorba	-	2
5	Puig de la Banya de Bòc	121.000 a.(1)	2
6	Clot de l'Omera	-	2
7	Puig d'Àdri-Can Luscà	-	Bloque superior 2
8	Golf Girona	-	Bloque superior 3
9	El Congost	-	4
10	Juià	-	Bloque superior 5
11	Mont Rodon-Can Boada	8,15 M.a.(2)	Bloque superior 5
12	Puig Torrat	-	Bloque superior 5
13	Sant Martí Vell	-	Bloque superior 5
14	Pedrinyà	8,75 M.a.(2)	Bloque superior 5
15	Sant Joan de Mollet	-	Bloque superior 5 o 6
16	Flaçà	6,72 M.a.(2)	Bloque superior 6
17	Púbol	-	Bloque superior 6
18	Foixà	-	Bloque superior 6
19	Rupià	7,38-6,6 M.a. (2), 8 M.a. (3)	Bloque superior 6
20		-	Bloque superior 6
21	Matabou-Parlavà	-	Bloque superior 6
22	Jafre	-	7?
23		-	7?
24	Camallera	-	7?
25	Llampaies	-	7?
26	Arenys d'Empordà	10,2 y 7,5 M.a.(4)	7?

Tabla 1. Relación de las manifestaciones volcánicas identificadas en el área de estudio (ver figura 5A); dataciones [(1) Guerin *et al.*, 1986; Termoluminiscencia. (2) Donville 1973b; K/Ar. (3) Araña *et al.*, 1983; K/Ar. (4) Donville 1973a; K/Ar.] y fallas a las que se asocian. Ver fig. 5 y Tabla 2.

Table 1. List of volcanic outcrops in the studied area (see figure 5A); ages [(1) Guerin *et al.*, 1986; Thermoluminiscence. (2) Donville 1973b; K/Ar. (3) Araña *et al.*, 1983; K/Ar. (4) Donville 1973a; K/Ar.] and related faults. See fig. 5 and Table 2.

Los tipos petrológicos predominantes son basanitas s.s. y basaltos olivínicos (Lopez-Ruiz y Rodriguez-Badiola, 1985). Se ha reconocido un afloramiento de traquitas en Arenys d'Empordà. La actividad volcánica en el margen meridional del Empordà parece ser en conjunto relativamente anterior a la sedimentación del Sistema de abanicos aluviales meridionales (Mioceno superior). Las dataciones radiométricas (Donville, 1973 a y b) determinan una edad Vallesiese para las coladas nº 11, 14, 16, 19 y 26 (Fig. 5A y Tabla 1).

Las manifestaciones volcánicas en las Sierras Transversales se caracterizan por la buena conservación de los edificios volcánicos. Los tipos petrológicos reconocidos corresponden a basanitas leucíticas, basanitas s.s. y basaltos olivínicos (Lopez-Ruiz y Rodriguez-Badiola, 1985). Algunas de las emisiones de la zona de Olot presentan enclaves ultrabásicos (Llobera, 1983). Las coladas ocupan en general fondos de valle excavados a favor de las fracturas mayores, lo que sugiere que la actividad volcánica es posterior en general a éstas. Las dataciones absolutas (Guerin *et al.*, 1986) determinan una edad cuaternaria para la coladas nº 1, 2 y 5 (Fig 5A y Tabla 1).

## ESTRUCTURA

El sistema de semifosas de las Sierras Transversales y del sector estudiado de la fosa del Empordà han sido generados por el conjunto de fallas normales de dirección NW-SE.

El mapa de la figura 5A es una síntesis cartográfica de los mapas geológicos a escala 1:25.000; en ella se representan los materiales del sustrato pre-extensivo, los sedimentos sintectónicos neógenos y cuaternarios, los depósitos volcánicos y las fallas más importantes.

El corte A-A' de la figura 5B está trazado en dirección E-W. Su longitud es de 53.5 km y sigue el paralelo de coordenadas UTM 4652 desde el santuario de El Far, al oeste, hasta las cercanías de la localidad de Fontanilles, al este, a 5.5 km de la línea de costa (ver situación en Fig. 5A). El corte forma un ángulo de 47° con la dirección de las fallas más importantes; esta orientación oblicua del trazado obedece a la imposibilidad de efectuar un corte completo en la dirección SW-NE, al estar recubiertos en el sector nororiental el sustrato pre-extensivo y las fallas por sedimentos neógenos y cuaternarios. La inclinación de las fallas se ha determinado a partir de la traza cartográfica de las estructuras mejor conocidas. A efectos de representación en el corte de la figura 5B se ha exagera-

do la escala vertical de los depósitos neógenos. Los depósitos cuaternarios no están representados.

En el mapa y en el corte (Fig. 5) están representadas seis fallas cuyo salto medido sobre el plano de falla es superior a 1.000 m y que denominamos "fallas principales". De oeste a este son: 1) Amer, 2) Llorà, 3) Cartellà, 4) Camós-Celrà, 5) Juià y 6) Riuràs. Las fallas principales están compuestas por una única fractura o por un grupo discreto de fracturas con parecida orientación. La traza cartográfica es sinuosa y su dirección general está orientada NW-SE; son comunes las trazas en forma de arco, cóncavas hacia el bloque superior. Las fallas principales no se cortan entre ellas en la zona cartografiada. Su espaciado es de orden kilométrico y varía entre un mínimo de 2 km y un máximo de 10 km, siendo 4 km un valor medio. En el bloque superior se desarrollan estructuras subordinadas, tales como fallas extensivas sintéticas y antitéticas y anticlinales laxos de *rollover*. Las fallas subordinadas pueden ser planares o listricas y tienen un salto que oscila entre menos de 10 m y 500 m. Su orientación es variable y oscila entre NW-SE y N-S y en algunos casos, NE-SW. La longitud es menor que la de las fallas principales y su traza cartográfica puede ser en forma de arco o rectilínea. Los arcos muestran la misma relación con respecto a los bloques superior e inferior que las fallas principales. La dirección del buzamiento de las capas en el bloque superior es, a grandes rasgos, perpendicular a la dirección de la traza de la falla principal y su inclinación aumenta en general con la proximidad al plano de falla, describiendo inflexiones anticlinales suaves que corresponden a anticlinales de *rollover*. Esta disposición se asocia a fallas de geometría listrica (Xiao y Suppe, 1992).

Los depósitos neógenos y cuaternarios acumulados en el bloque superior de las fallas, limitados por el plano de falla y que recubren puntualmente la traza de la misma se consideran sintectónicos; normalmente se disponen en bandas paralelas adosadas a la traza de las fallas. Sólo se consideran depósitos post-tectónicos aquellos que recubren extensamente ambos bloques de la falla.

## Fallas principales

Se enumeran a continuación las características de las seis fallas principales que se representan en el corte de la figura 5B. También se describe el conjunto de fallas de Vilopriu (7), al noreste del mapa de la figura 5A. Las características principales de todas las fallas se resumen en la Tabla 2.

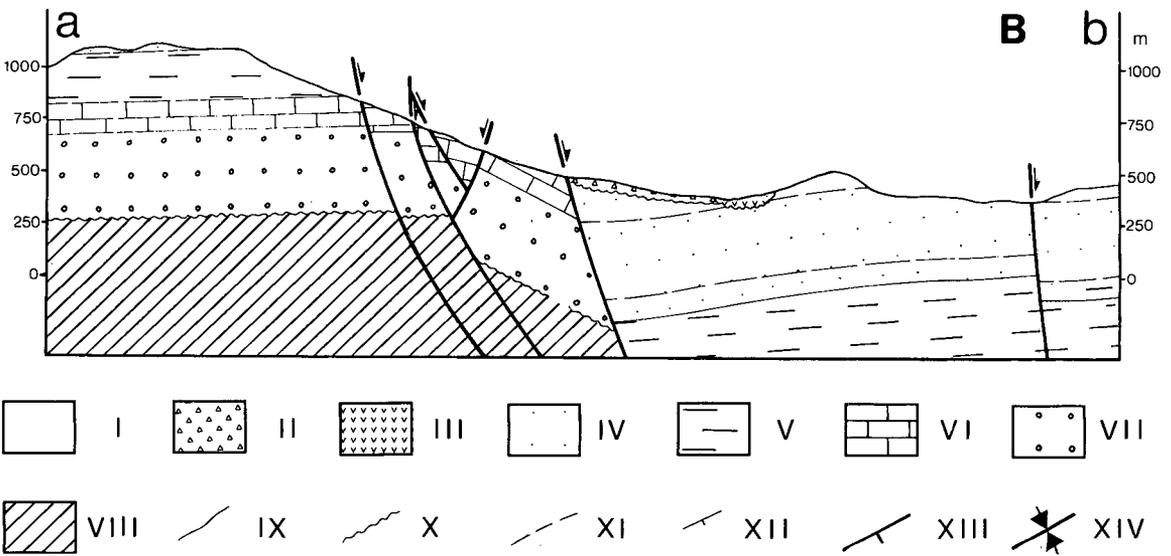
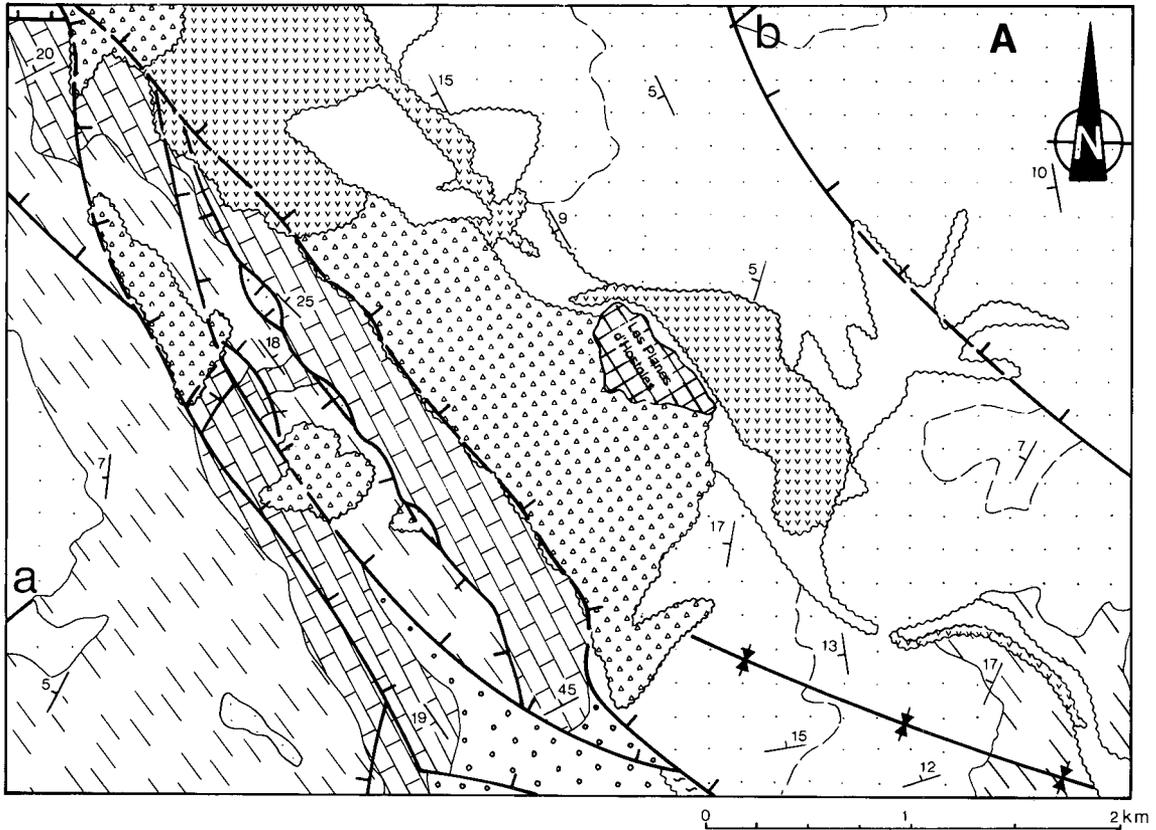


Figura 6. A) Mapa geológico detallado de la falla de Amer. (ver situación en la Fig. 5A). B) Corte geológico A-B. I: Cuaternario (aluvial), II: Cuaternario (coluvial), III: Rocas volcánicas cuaternarias, IV: Bartonense, V: Fm. Barcons y Fm. Banyoles (Luteciense), VI: Fm. Girona (Luteciense), VII: Gr. Pontils (Paleoceno-Eoceno inferior), VIII: Paleozoico, IX: Contacto normal, X: Contacto discordante, XI: Línea de capa, XII: Buzamiento, XIII: Falla normal y XIV: Sinclinal.

Figure 6. A) Detailed geological map of the Amer fault (see location in Fig. 5A). B) Cross-section A-B. I: Quaternary (alluvial), II: Quaternary (colluvial), III: Quaternary volcanic rocks, IV: Bartonian, V: Barcons and Banyoles Fm. (Lutetian), VI: Girona Fm. (Lutetian), VII: Pontils Gr. (Paleocene-lower Eocene), VIII: Paleozoic, IX: Contact, X: unconformity, XI: Bed line, XII: Dip, XIII: Normal fault and XIV: Syncline.

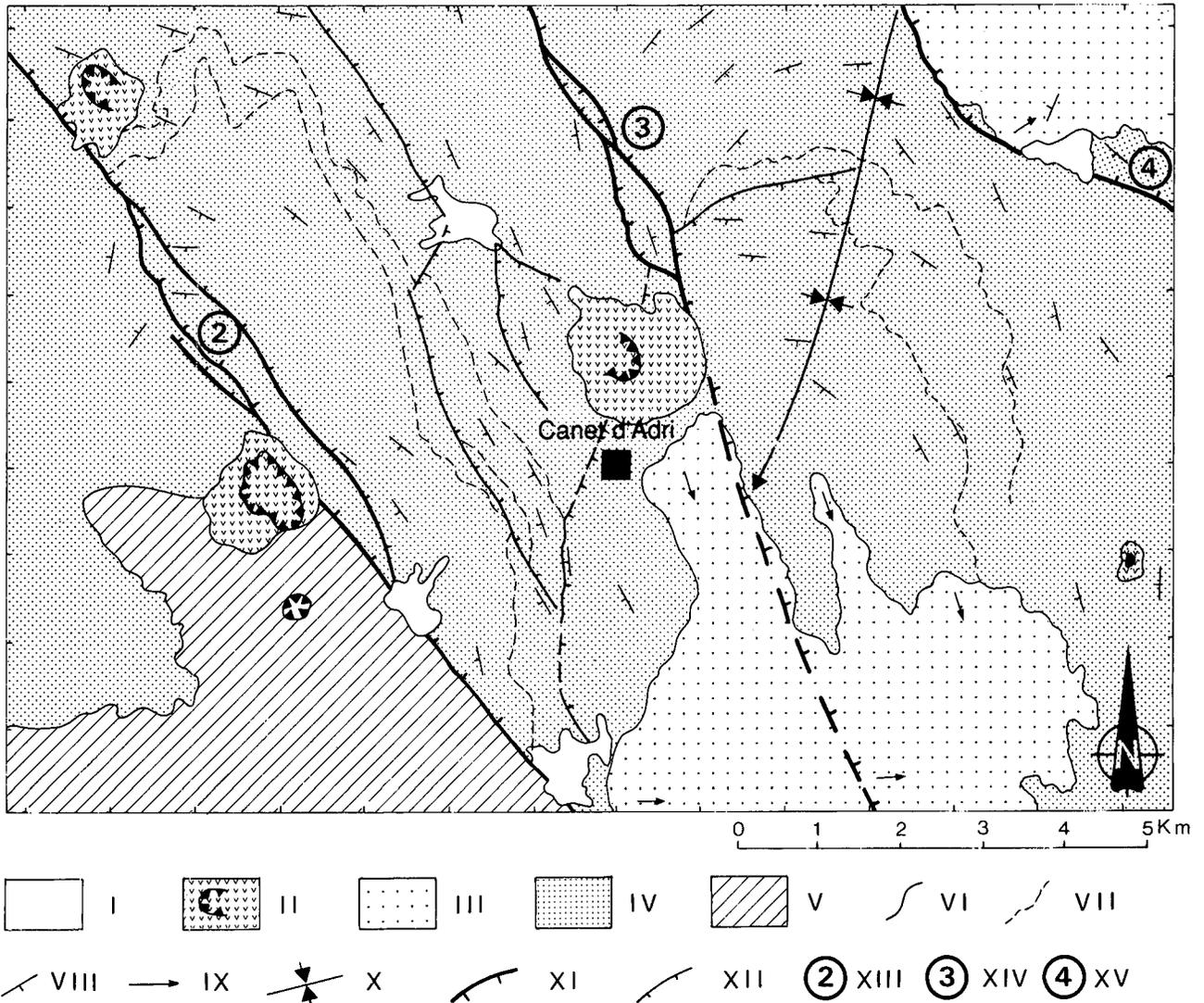


Figura 7. Esquema geològic de la hoja 1:25.000 de Canet d'Adri (295-2-2). I: Cuaternario, II: Edificios volcànics, III: Plioceno, IV: Paleògeno, V: Paleozoico, VI: Contacte estratigràfic, VII: Línia de capa, VIII: Buzamiento, IX: Paleocorrente, X: Sinclinal, XI: Falla normal principal, XII: Falla normal subordinada, XIII: Falla de Llorà, XIV: Falla de Cartellà y XV: Falla de Camós-Celrà.

Figure 7. Geological sketch of the map 1:25.000 of Canet d'Adri (295-2-2). I: Quaternary, II: Volcanic centers, III: Pliocene, IV: Paleogene, V: Paleozoic, VI: Stratigraphic contact, VII: Bed line, VIII: Dip, IX: Paleocurrent, X: Syncline, XI: Main normal fault, XII: Minor normal fault, XIII: Llorà fault, XIV: Cartellà fault and XV: Camós-Celrà fault.

### 1) Falla de Amer.

Es una de las fallas mejor expuestas. Su traza cartogràfica es compleja, con varias fracturas entroncadas (Figs. 5 y 6) que delimitan *horses*, interpretados como rampas de relevo (*relay ramps*; Peacock y Sanderson, 1994). El trazado de la falla es sinuoso, oscilando su direcci3n de NW-SE a WNW-ESE. La inclinaci3n del plano de falla, medida en el segmento aflorante de la fractura de mayor salto, es de 60°. El salto medida sobre el pla-

no de falla oscila entre 1000 y 1400 m. La estructura del bloque superior està definida por fallas subordinadas sintonicas y antitonicas y anticlinales de *rollover* muy laxos, asociados tanto a la falla principal como a las fallas subordinadas, que pueden estar afectados a su vez por fallas sintonicas y antitonicas. En la vertiente originada por el escarpe de la falla de Amer se acumulan dep3sitos cuaternarios de piedemonte alineados segùn la traza de la falla, a la que recubren parcialmente (Fig. 6A). Se trata de conglomerados brechoides, formados por elementos de ta-

Nº	FALLAS	SEDIMENTOS ASOCIADOS	DEPÓSITOS VOLCÁNICOS ASOCIADOS	OTRAS CARACTERÍSTICAS
1	AMER	Piedemonte Cuaternario sintectónico.	Artigues Rojes-Puig Roig 28.900 a. Colada de Traiter 46.300 a. (Guerin et al, 1986)	Sismicidad reciente; crisis de 1427 y eventos de 1909 y 1912 (Goula et al, 1990). Zócalo a mayor nivel topográfico (500 m) en el bloque inferior.
2	LLORÀ	Fosilizada por depósitos aluviales cuaternarios. Sedimentos atribuibles al Plioceno superior en el bloque superior.	Puig de la Banya de Bóc 121.000 a. (Guerin et al, 1986) Colada de Canet d'Adri cuaternaria.	Zócalo al mismo nivel en ambos bloques.
3	CARTELLÀ	Fosilizada por sedimentos atribuibles al Plioceno superior por similitud de facies.	Golf Girona (sin datar).	Zócalo al mismo nivel en ambos bloques.
4	CAMÓS - CELRÀ	Sedimentos del Mioceno y Plioceno sintectónicos. Fosilizada por depósitos cuaternarios.	Congost (sin datar).	Zócalo a mayor cota en el bloque inferior.
5	JUIÀ	Sedimentos del Mioceno sintectónicos. Fosilizada por sedimentos pliocenos.	Mont Rodon-Can Boada 8.12 M.a. (Donville, 1973 b).	Zócalo a mayor cota en el bloque inferior.
6	RIURÀS	Fosilizada por sedimentos del Mioceno superior.	Flaçà (6.72 M. a.), Púbol, Foixà, Rupià (6.6-7.38 M.a.) y Matabou-Parlavà (Donville, 1973 b).	Zócalo al mismo nivel.
7	VILOPRIU	Fosilizada por sedimentos de edad Oligoceno indet.- Mioceno.	? Jafre, Camallera, Llampaiés y Arenys d'Empordà (7.5-10.2 M.a.) (Donville, 1973 a).	Zócalo al mismo nivel.

Tabla 2. Relación de las fallas principales (ver figura 5) y procesos asociados.

Table 2. List of main faults and related proceses (see figure 5).

maño decimétrico a métrico, con matriz arcilloso-limosa y parcialmente cementados. Los edificios volcánicos de Artigues Rojes-Puig Roig (Fig. 5A; Tabla 1) se sitúan sobre estos depósitos (Mallarach, 1983) y tienen una antigüedad de 28.900 años (Guerin *et al.*, 1986). La colada volcánica atribuida al Traiter, en el bloque superior de la falla, está interestratificada con los sedimentos aluviales cuaternarios del valle del río Brugent y su antigüedad es de 46.300 años (Guerin *et al.*, 1986). El relieve del substrato está claramente relacionado con la falla. La cota topográfica media del bloque inferior se sitúa unos 500 metros por encima de la del bloque superior (Fig. 6B), lo que indica que el bloque inferior está relativamente poco erosionado. Los datos sismológicos recientes (crisis de 1427; eventos sísmicos de 1909 y 1912; Gallart *et al.*, 1984, Goula *et al.*, 1990) sugieren que la falla de Amer es todavía activa.

## 2) Falla de Llorà.

Su traza cartográfica es rectilínea a la escala representada en la figura 5A. La inclinación del plano de falla aflorante es de 60°. El salto medido en el plano de falla oscila entre 1700 m en el extremo SE y 800 m en el extremo NW. Las capas del bloque inferior dibujan una suave flexión anticlinal en las proximidades de la falla principal. El bloque superior está afectado por una falla sintética de dirección N-S que origina una importante depresión al este (valle de Canet d'Adri). La depresión alberga sedimentos pliocenos y cuaternarios y los edificios volcánicos de Canet d'Adri (Fig. 7), atribuibles al Cuaternario (Mallarach, 1986). La falla de Llorà está recubierta en diversos tramos por sedimentos aluviales cuaternarios. Sobre ella se alinean un grupo de edificios volcánicos (Fig. 5A; Tabla 1) de los cuales, el Puig de la Banya del Boc tiene una antigüedad de 121.000 años (Guerin *et al.*, 1986). La falla de Llorà no tiene expresión morfológica y sólo es evidente un salto topográfico de 100 m en el sector suroriental, en relación con la falla sintética de los alrededores de Canet d'Adri.

## 3) Falla de Cartellà.

Es de características geométricas parecidas a la falla de Llorà, tanto por lo que respecta al plano de falla y traza, como a las estructuras del bloque superior. Cabe destacar la presencia de un sinclinal en el bloque superior, con un eje claramente oblicuo (N-S) respecto la traza de la falla (NW-SE) y de marcado hundimiento axial hacia ésta (Fig. 7). El salto medido sobre el plano de falla va-

ría entre 1400 metros en el extremo suroriental y 400 metros en el extremo noroccidental, donde está mejor desarrollado el sinclinal adosado a la falla. Esta estructura sinclinal se interpreta como la respuesta del bloque superior a la amortiguación del salto vertical de la falla hacia el NW.

El extremo suroriental de la falla de Cartellà está fosilizado por sedimentos atribuibles al Plioceno continental por su similitud de facies, los cuales están recubiertos a su vez por depósitos aluviales cuaternarios (Figs. 5A y 7). La única manifestación volcánica relacionada con la falla de Cartellà son los restos del edificio volcánico (*neck* y brecha de explosión) del Golf Girona, que no han sido datados (Fig. 5A; Tabla 1). La expresión morfológica de la falla es inexistente y el bloque inferior está erosionado al mismo nivel que el bloque superior.

## 4) Falla de Camós-Celrà.

La falla de Camós-Celrà es el límite geológico entre la zona de las Sierras Transversales y el Empordà. Está compuesta por un conjunto de fracturas en forma de arco abierto hacia el noreste que se alinean en dirección NW-SE (Fig. 5A). El salto medido sobre el plano de falla en la zona de Celrà es de cerca de 1.300 m. El bloque superior se encuentra prácticamente recubierto por sedimentos neógenos y el sustrato aflora únicamente en la zona de Celrà, donde se distinguen fallas antitéticas y sintéticas de dirección N-S. El anticlinal de *rollover* está compartimentado en bloques por las fallas subordinadas (Fig. 5B).

Los sedimentos del Mioceno superior del Sistema de abanicos aluviales meridionales (Fig. 3) constituyen el relleno sintectónico de las cubetas formadas en el bloque superior de esta falla. El espesor de los sedimentos albergado por las cubetas es de varias decenas de metros y disminuye drásticamente en los márgenes de los bloques levantados adyacentes. Asimismo, los procesos de captura entre cursos fluviales, invocados como el origen de rupturas sedimentarias en estos depósitos (ver capítulo de estratigrafía), pueden tener su origen en los movimientos de las fallas subordinadas. El sistema aluvial de Palol de Revardit (Plioceno) está alineado con respecto al segmento noroccidental de la falla de Camós-Celrà, a la que fosiliza puntualmente (Figs. 3 y 5A). La falla está recubierta por depósitos cuaternarios en la zona de Banyoles. Los únicos indicios de actividad volcánica asociados a la falla de Camós-Celrà consisten en conductos y pequeñas masas informes de rocas volcánicas

degradadas que afloran en los alrededores de la variante de Girona de la carretera N-II (afloramiento de el Congost, Fig. 5A; Tabla 1). El relieve del sustrato es mayor en el bloque inferior que en el bloque superior.

#### 5) *Falla de Juià.*

Está compuesta por tres fracturas muy próximas, que convergen y divergen, dibujando arcos muy laxos. El salto medido en el plano de falla es del orden de 2.000 m para el conjunto. El bloque superior está compartimentado por fallas sintéticas y antitéticas de dirección N-S y NNE-SSW.

Los depósitos del Sistema de abanicos aluviales meridionales (Mioceno superior) están alineados según la traza de la falla de Juià y muestran características sintectónicas como las descritas para los mismos sedimentos en el bloque superior de la falla de Camós-Celrà. Se reconocen restos de edificios volcánicos sobre la traza de la falla principal y en el bloque superior de la misma (Fig. 5A, Tabla 1); de ellos el afloramiento de Mont Rodon-Can Boada tiene una antigüedad de 8.12 M.a. (Donville, 1973 b). El sustrato está a mayor cota topográfica en el bloque inferior de la falla.

La falla de Juià se reconoce únicamente en el margen meridional del Empordà; hacia el noroeste, los depósitos cuaternarios del río Ter y los sistemas aluviales pliocenos recubren la llanura del Baix Empordà bajo los que se hallaría la continuación de la falla de Juià (Fig. 5A), por lo que la edad de fosilización de esta falla es presumiblemente pliocena.

#### 6) *Falla de Riuràs.*

La falla se compone de una única fractura de trazo arqueado (Fig. 5). El salto medido sobre el plano de falla es de 1.000 m. Es la estructura más oriental representada en el corte, ya que las estructuras situadas más al NE (falla 7 en la Fig. 5A) corresponden al conjunto de fallas de Vilopriu, distante unos 8 km. La estructura del bloque superior de la falla de Riuràs es compleja en las proximidades de la falla principal, donde se desarrollan fallas sintéticas de dirección NNE-SSW y NW-SE, y fallas antitéticas de dirección NW-SE. Las fallas NNE-SSW hunden el bloque oriental con saltos de varios centenares de metros. Más hacia el este, la intensidad de fracturación del bloque superior es menor y se desarrolla una familia de fallas planares rotacionales (Wernicke y Burchfield,

1982) de dirección NNW-SSE, con saltos de falla que no superan los 100 m (Fig. 5B).

Los depósitos volcánicos asociados (Fig. 5A; Tabla 1) tienen una edad comprendida entre 6.6 y 7.38 M.a. (Donville, 1973 b). Los sedimentos del Sistema de abanicos aluviales septentrionales (Mioceno superior) (Fig. 3) muestran por una parte evidencias sintectónicas como las ya descritas y por otra, recubren completamente la falla de Riuràs. El sustrato de ambos bloques está erosionado al mismo nivel topográfico.

La edad de fosilización de esta falla es Mioceno superior.

#### 7) *Fallas de Vilopriu.*

Las fallas localizadas en el NE del mapa de la figura 5A forman parte de dos conjuntos. Las del primer conjunto, el situado más al sur, son fallas normales que involucran zócalo paleozoico, cuyos saltos máximos, calculados sobre los planos de falla, pueden alcanzar hasta 700 metros. Las fallas del segundo conjunto, situadas al noreste de las anteriores, involucran al Alto del Baix Empordà y corresponden a antiguas fallas en compresión de edad alpina que posteriormente habrían rejugado como normales durante la extensión; se interpreta que estarían relacionadas con movimientos de las evaporitas de la formación de Beuda. Alguna de las fallas de este conjunto está fosilizada por los Conglomerados de Serra de Ventalló, de edad comprendida entre un Oligoceno indeterminado y la base del Plioceno.

### **Modelo geométrico**

El segmento de Sierras Transversales-Empordà está definido por un sistema imbricado de fallas normales de dirección general NW-SE. Las trazas cartográficas de las fallas principales y la disposición en *rollover* de los estratos en los bloques superiores, indican que son de geometría lítrica. Por otra parte, los débiles ángulos de buzamiento que caracterizan a los flancos de los *rollover* que buzan hacia las fallas, indican un escaso efecto rotacional de las mismas.

Las edades de los sedimentos y las de las efusiones volcánicas asociadas a las fallas, así como otras características que se resumen en la Tabla 2, indican que el sistema evolucionó en una secuencia de bloque inferior (*piggy back*) desde el Neógeno hasta la actualidad.

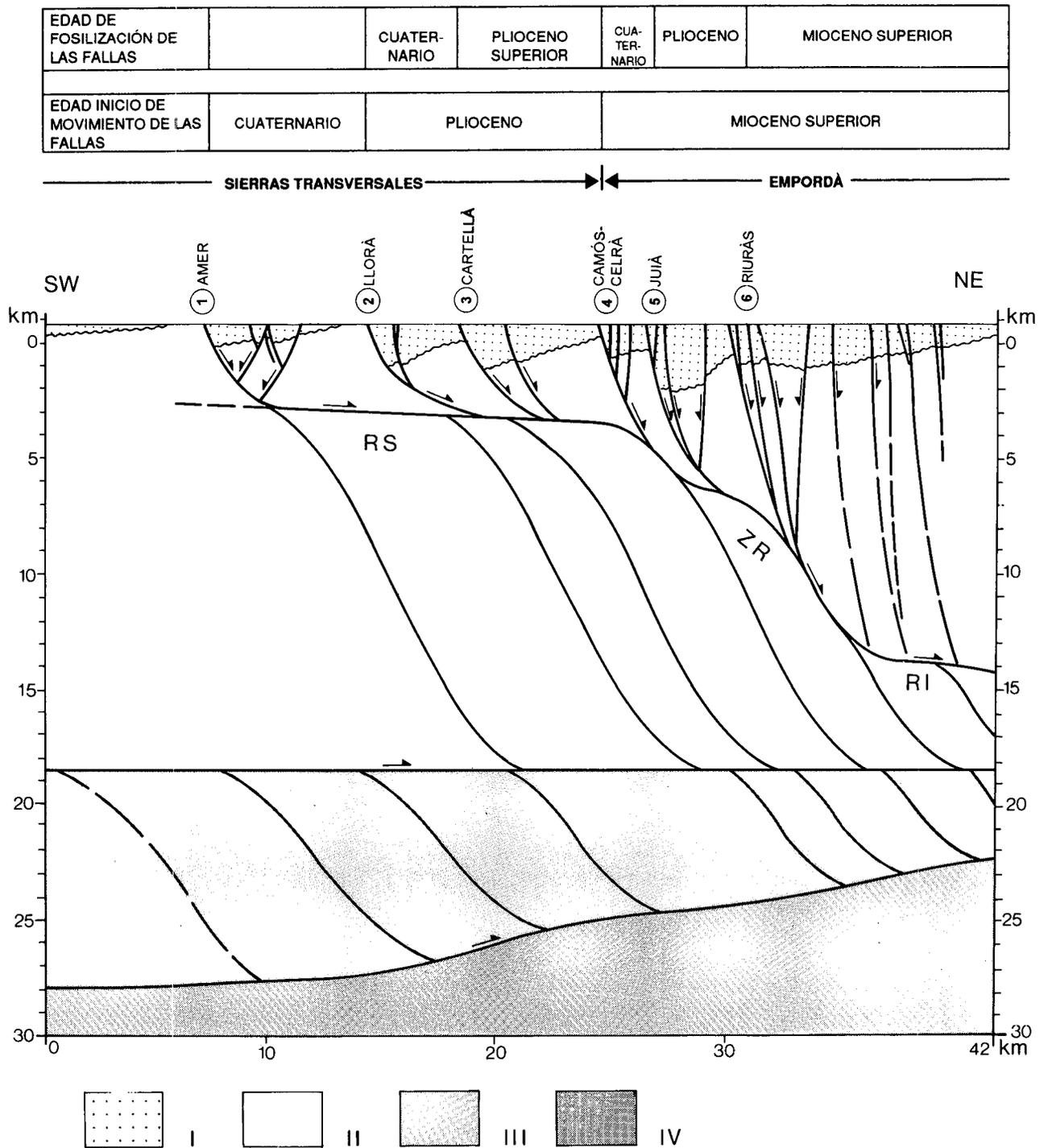


Figura 8. Modelo geométrico a escala cortical. I: Cenozoico, II: Corteza superior y media, III: Corteza inferior y IV: Manto superior. R.S.: Rellano superior, Z.R.: Zona de rampa y R.I.: Rellano inferior.

Figure 8. Crustal geometric model. I: Cenozoic, II: Middle and upper crust, III: Lower crust and IV: Upper mantle. R.S.: Upper flat, Z.R.: Ramp zone and R.I.: Lower flat.

A partir de los datos sintetizados en el corte de la figura 5B se han realizado los cálculos para hallar la profundidad a la cual las fallas del sistema tienden a horizontalizarse. Para ello se ha asumido que:

- Dado que los cinturones de facies de los materiales eocenos no muestran evidencias de desplazamiento en dirección, se considera que la componente de desgarre de estas fallas es despreciable y que por tanto el sentido de transporte de sistema es paralelo a la dirección de buzamiento de las fallas.
- La superficie topográfica de la base del Paleógeno era horizontal y que actualmente esta superficie se encontraría a una cota de 800 metros sobre el nivel actual del mar. Esta superficie se ha tomado como la línea de buzamiento regional (*regional dip line*).
- La restitución de las fallas subordinadas que deforman los bloques superiores de las fallas principales por el método de la longitud constante de las líneas es válido dados los valores discretos de los saltos.
- La deformación en el bloque inferior del sistema (rotación de 4°, al suroeste de la falla de Amer) es negligible.
- La compactación de los materiales eocenos que se encuentran en las semifosas no ha modificado la geometría de las fallas normales.
- La proyección de las estructuras del corte de la figura 5B a la dirección perpendicular a las estructuras, es válida a la escala de trabajo adoptada.

El cálculo de la profundidad del despegue se ha realizado para cada una de las fallas mayores de manera individual según los métodos de desplazamiento horizontal constante (Verrall, 1981; Gibbs, 1983) y de cizalla inclinada (*inclined shear*; White *et al.*, 1986; White, 1987; Dula, 1991). Dado que en los bloques superiores de las fallas principales existen numerosas fallas menores asociadas a ellas, se ha considerado como más próximo a la realidad el método de cizalla inclinada, descartándose otros métodos (por ejemplo Williams y Vann, 1987; Davison, 1986).

Para realizar la construcción adoptada se ha tomado un ángulo de cizalla de 20° medido en las fallas antitéticas que deforman el bloque superior de la falla de Amer; este ángulo se ha mantenido constante para todo el sistema teniendo en cuenta que, como destacan

Oliver-Withjack y Peterson (1993), el error máximo de 10° en la estimación del ángulo de cizalla que se habría podido cometer en las zonas más orientales del corte, repercutiría en un error menor de 2 Km en la estimación de la profundidad del despegue basal en dichas zonas, lo cual es asumible en el estado actual de los conocimientos.

Una vez determinadas de manera individual las profundidades a las cuales se horizontalizan cada una de las fallas mayores, se ha trazado la envolvente de la base del conjunto, obteniéndose así el modelo de despegue basal que se muestra en la figura 8. Debe destacarse que la profundidad máxima del despegue basal del sistema se encuentra dentro de los límites de validez del método (White *et al.*, 1986; White, 1987).

El modelo de despegue basal obtenido puede esquematizarse, de SW a NE, en un rellano superior (RS) localizado entre las fallas de Amer (1) y Camós-Celrà (4) a una profundidad entre 4 y 6 km (Sierras Transversales), una rampa (ZR) de geometría compleja que desciende desde 6 hasta 12 km entre las fallas de Camós-Celrà (4) y Riuràs (6) y un posible rellano inferior (RI) entre esta última falla y el extremo nor-oriental del corte (cuenca del Empordà).

Como resultado, se observa que la geometría calculada se asemeja en cierta manera a la de un modelo de *rolling hinge zone* o *breakaway zone* (p. ej. Wernicke y Axen, 1988) pero al contrario de éste, el sistema de fallas imbricadas en extensión que afecta a la zona estudiada se ha desarrollado en una secuencia de bloque inferior. También puede observarse que, haciendo abstracción de las fallas que afectan al bloque superior del sistema, el modelo obtenido se asemeja en su conjunto a un modelo de rampa-rellano (Ellis y McClay, 1988; McClay, 1989; McClay y Buchanan, 1992) con el que podría guardar asimismo un paralelismo genético.

### Modelo a escala cortical

El modelo geométrico a escala cortical debe sintetizar las relaciones entre la estructura, la sedimentación y el vulcanismo. Teniendo en cuenta la localización de las emisiones volcánicas, su evolución en el tiempo y su composición, se observa en el modelo geométrico obtenido que los materiales ígneos y especialmente los asociados a las fallas más occidentales del sistema, difícilmente habrían podido ascender por los planos de discontinuidad que limitan el sistema superficial de fallas

lísticas; asimismo también resulta poco probable que dichos magmas, de afinidad mantélica, hayan podido ascender sin contaminarse a través del bloque inferior, si se considera éste como un cuerpo isótropo y rígido. Por estas razones, debe considerarse el bloque inferior del sistema de fallas superficiales como un cuerpo anisótropo cortado por superficies de discontinuidad de fuerte ángulo de buzamiento, a lo largo de las cuales haya podido producirse el ascenso de los magmas. El conjunto de dichas superficies de discontinuidad formaría un sistema imbricado con un despegue superior localizado en la base del sistema de fallas superficiales y un despegue inferior localizado en niveles inferiores de la corteza superior. De la misma manera, se precisa otro conjunto de discontinuidades en la corteza inferior que permitan una comunicación con el manto superior; este nuevo sistema de discontinuidades se considera que formaría otro *duplex* en extensión con un nivel de despegue superior localizado en el límite superior de la corteza inferior, es decir, en la base del sistema anterior, y un nivel de despegue inferior localizado probablemente en la discontinuidad de Mohorovicic (MOHO) (Fig. 8). La superposición de estos tres sistemas de discontinuidades imbricadas en extensión permitiría la ascensión rápida de magmas de origen mantélico hasta la superficie sin apenas contaminación. Es de destacar que, en áreas próximas pertenecientes a otro segmento del mismo sistema de *rift*, como por ejemplo el Golfo del León, se observa una estructuración de la corteza semejante, si bien en un estado más evolucionado (Fig. 9) y que estructuraciones de este tipo han sido propuestas también para la fase de *rifting* del Cretácico inferior de la cuenca pirenaica (Muñoz, 1992).

El cálculo del parámetro  $\beta$  debe realizarse considerando la relación entre el espesor de la corteza previo a la extensión (32 Km. bajo la cuenca del Ebro; Banda, 1988) y el espesor actual. A lo largo del corte que se propone, se estima que el espesor de la corteza varía entre 28 Km en la zona más occidental y 22 Km en el extremo más oriental (Fig. 8); como referencia para los valores asumidos se han tomado los 28 Km medidos por Gallart *et al.* (1984) en la zona de Olot, los 21.1-23.6 medidos por Torné *et al.* (1992) en el litoral de Barcelona y los 25 Km que proponen Burrus y Audebert (1990) en *onshore* del Golfo del León. Con los valores mencionados se obtiene un parámetro de estiramiento  $\beta$  de 1.28. Es de destacar la proximidad del valor de este parámetro con el obtenido en el cálculo de la extensión en superficie mediante el método de cizalla inclinada:  $E_{total}=7.562$  m y  $\beta=1.27$ . Este valor es superior a  $\beta=1.12$  hallado por el método de Ziegler (1982) que considera un ángulo de ci-

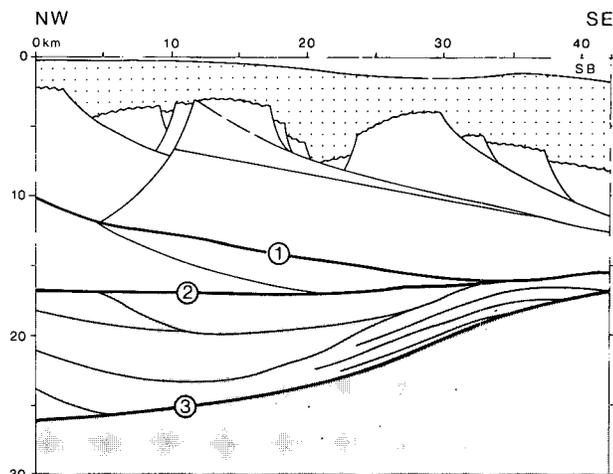


Figura 9. Corte geológico de la corteza en el Golfo del León (Berástegui, inédito) proyectado a la dirección perpendicular a las estructuras. A pesar de tratarse de la zona de tránsito de una corteza continental estirada a una corteza fuertemente adelgazada en el extremo SE del perfil, pueden observarse: la base del sistema superficial (1); la base del *duplex* intermedio (2) y la base del *duplex* inferior (MOHO, 3). SB.: Fondo marino. La leyenda es la de la figura 8.

Figure 9. Crustal cross-section in the Gulf of Lions (Berástegui, unpublished) projected to the perpendicular direction of structures. Although the section is located in the transition zone from a stretched continental crust to a strongly thinned crust at the SE edge of the profile, the following surfaces can be recognized: the floor detachment of the shallow fault system (1); the floor detachment of the intermediate extensional duplex (2) and the floor detachment of the lower extensional duplex (MOHO, 3). SB.: Sea floor. Same key as in Fig. 8.

zalla de  $0^\circ$  y por tanto  $E=h$  (extensión=desplazamiento horizontal), tal como predice White (1987) para valores de  $\beta$  obtenidos mediante este método. Dichos valores de  $\beta$  son congruentes con el bajo volumen de rocas volcánicas y sus características geoquímicas (McKenzie y Bickle, 1988).

El modelo de estiramiento no uniforme adoptado por Ziegler (1992b) que relaciona estiramiento litosférico con adelgazamiento, considera que un adelgazamiento termal de la litosfera, combinado con un estiramiento mecánico de la corteza, puede dar lugar a una atenuación mayor de la litosfera subcortical que la de los niveles corticales. El modelo que se propone es también compatible con las conclusiones de Cabal y Fernández (1995, en prensa), quienes sugieren que el levantamiento observado en la zona más oriental de la Cuenca del Ebro (sector de Vic; Sierras Transversales en el sentido de este trabajo), se ha producido durante el periodo Mioceno medio-Reciente como consecuencia de un adelgazamiento del manto litosférico mayor y previo al adelgazamiento cortical.

## EVOLUCIÓN GEODINÁMICA

A partir de todo lo expuesto anteriormente, se propone un modelo de evolución geodinámica a lo largo de la transversal SW-NE estudiada del segmento de *rift*, desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Fig. 10).

Durante el Mioceno, la extensión progresó en dirección suroeste hasta la falla de Camós-Celrà (4), formándose cuencas en semifosas que fueron rellenadas por sedimentos clásticos continentales; asociadas a las fallas principales se produjeron efusiones volcánicas (Tablas 1 y 2; Fig. 10a).

Durante el Plioceno, el conjunto prosiguió su migración hacia el suroeste, hasta la falla de Llorà (2). Al inicio de esta etapa, estaría formada la rampa en el despegue basal del sistema superficial, que conectaría posteriormente el rellano superior de las Sierras Transversales con el conjunto rampa-rellano inferior del Empordà. Los aparatos volcánicos miocenos habrían sido prácticamente arrasados durante el Mioceno terminal y, como consecuencia de la progresión del *duplex* de la corteza media hasta este punto, se produjeron nuevas efusiones que alcanzaron la superficie a través de conductos asociados a algunas de las nuevas fallas. El relleno mioceno de las cuencas (Sistema de abanicos aluviales meridionales) se completó con materiales aluviales de edad pliocena (Sistema aluvial de Palol de Revardit) que llegaron a fosilizar las fallas de Cartellà (3) y Juià (5); el área situada al norte del Alto del Baix Empordà quedó sumergida durante la transgresión zancliense. El sistema en extensión de la corteza inferior alcanzaría en este momento posiciones más occidentales que las del sistema superficial (Fig. 10b).

Desde finales del Plioceno hasta tiempos recientes, el sistema en extensión prosiguió su migración desde la falla de Llorà (2) en dirección suroeste hasta la falla de Amer (1). Los *duplex* en extensión intermedio e inferior se situarían en posiciones como las propuestas en la Figura 10c, permitiendo la ascensión de los materiales que forman los edificios volcánicos cuaternarios (Tablas 1 y 2). Mientras, los edificios volcánicos externos anteriores habrían sido en gran parte desmantelados y sus fragmentos incorporados a los aluviones recientes.

## CONCLUSIONES

Como consecuencia de los trabajos de cartografía geológica a escala 1/25.000 del noreste de Catalunya, se han caracterizado geológicamente las zonas del Empordà

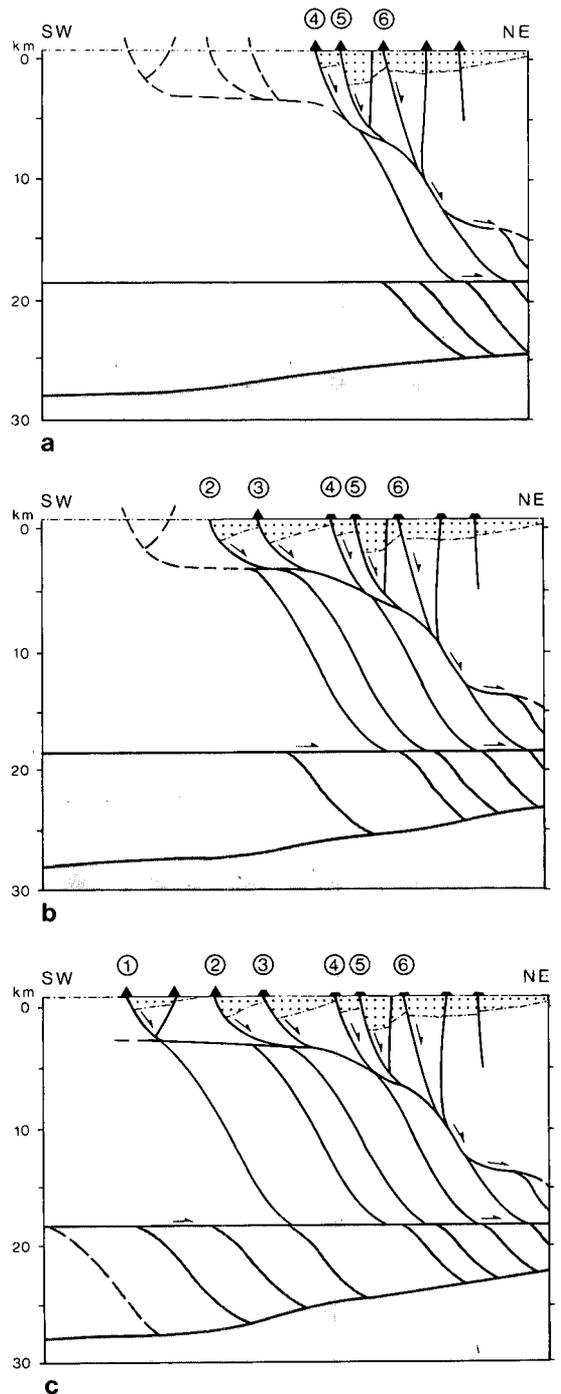


Figura 10. Modelo de evolución geodinámica, a lo largo de la transversal SW-NE. A) Mioceno; B) Plioceno; C) Reciente. Las líneas a trazos corresponden a las futuras fallas del sistema. Los triángulos negros indican la localización de los centros de emisión de rocas volcánicas. Misma leyenda que en la figura 8.

Figure 10. Model of geodynamic evolution across the SW-NE section. A) Miocene; B) Pliocene; C) Recent. Dashed lines correspond to future faults of the system. Dark triangles show the position of volcanic sites. Same key as in Fig. 8.

y las Sierras Transversales (Solé, 1958). El límite entre ambas zonas es una falla normal de edad pliocena que forma parte del sistema de dirección NW-SE, llamada falla de Camós-Celrà.

Las dos zonas mencionadas forman parte del segmento de dirección NW-SE del *rift* del oeste de Europa, que conecta los segmentos de dirección NE-SW del Penedès-Vallès-Golfo de Valencia, al sur, con el del Golfo del León-Rosselló-la Têt-la Tech-La Cerdanya, al norte. Este segmento se caracteriza por la presencia de numerosos centros de emisión de materiales volcánicos alcalinos que se encuentran restringidos a él. Internamente, está estructurado por un sistema de fallas normales de dirección aproximadamente paralela a los flancos del segmento, las cuales muestran una jerarquía en cuanto a desplazamiento y expresión cartográfica; así, de suroeste a noreste, se han definido las fallas principales de Amer, Llorà, Cartellà, Camós-Celrà, Julià, Riuràs y Vilopriu, todas ellas con saltos medidos en el plano de falla de más de 1000 metros. En relación con las fallas principales enumeradas, o con fallas de orden menor sintéticas y antitéticas que deforman los bloques superiores de aquellas, afloran los basaltos, basanitas y basanitas leucínicas; si bien la composición de los materiales volcánicos es muy constante en toda la zona estudiada, se reconocen dos episodios diferenciados en cuanto a edad y localización: al noreste de la falla de Camós-Celrà (cuenca del Empordà), las dataciones radiométricas determinan edades miocenas y al suroeste de dicho límite (Sierras Transversales), las manifestaciones volcánicas son de edad cuaternaria y reciente. Las fallas principales definen un sistema de semifosas (las cuales, en la zona estudiada, se rellenaron con sedimentos continentales) y de altos estructurales (que actuaron como áreas fuente). Atendiendo a las relaciones tectónica-sedimentación y a las dataciones radiométricas de los materiales volcánicos, se concluye que el sistema de fallas que definen este segmento del *rift*, evolucionó en dirección suroeste desde el Mioceno inferior hasta la actualidad en una secuencia de bloque inferior. Las fallas tienen una geometría lítrica, entroncándose todas en una falla maestra o despegue basal; el cálculo de la profundidad de dicho despegue basal, realizado por el método de cizalla inclinada, sugiere que su expresión actual en superficie es la falla de Amer y que su geometría, de suroeste a noreste, consiste en un rellano superior localizado entre las fallas de Amer y la de Camós-Celrà (Sierras Transversales) a una profundidad de 4 a 6 km., una rampa descendente desde 6 a 12 km. entre esta falla y la de Riuràs y un posible rellano inferior entre ésta última y el extremo nororiental del corte (cuenca del Empordà).

El modelo geológico a escala cortical y la evolución geodinámica que se proponen tienen en cuenta, además de la evolución tecto-sedimentaria del sistema en una secuencia de bloque inferior, la necesidad de disponer de conductos que conecten el manto superior con la superficie, los cuales permitan el rápido ascenso de los magmas alcalinos sin apenas contaminación. Por comparación con áreas próximas de las que se dispone de sísmica de reflexión a escala cortical (Golfo del León) y por la interpretación a escala cortical de una transversal del Pirineo durante la fase de *rift* del Cretácico Inferior (Muñoz, 1992), se asume un modelo bidimensional formado por el apilamiento de un sistema superior de fallas imbricadas y dos sistemas de *duplex* en extensión. El inferior estaría limitado por un despegue basal coincidente con la Moho y un despegue superior localizado en el límite superior de la corteza inferior reflexiva identificable en sísmica de reflexión; el despegue basal del *duplex* en extensión intermedio coincidiría con el límite anterior y el despegue superior lo constituiría el despegue basal del sistema de fallas lítricas superficiales. El parámetro  $\beta$  obtenido comparando los espesores de la corteza "normal" (Cuenca del Ebro) con el espesor de la corteza deducido en el modelo ( $\beta = 1.28$ ) proporciona un valor muy próximo al que se obtiene comparando la extensión en superficie calculada por el método de cizalla inclinada ( $\beta = 1.27$ ). La evolución de este modelo en una secuencia de bloque inferior es concordante, en el tiempo y en el espacio, con los resultados obtenidos por Cabal y Fernández (1995, en prensa).

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a Cai Puigdefàbregas, Montserrat Torné, Josep Anton Muñoz y Lluís Cabrera la lectura crítica del manuscrito original. Sus sugerencias han sido de gran ayuda para hacer de éste un documento más preciso y comprensible. También quieren agradecer a Cristina Losantos el diseño y realización de las figuras.

## BIBLIOGRAFÍA

- AGUSTÍ, J., DOMÈNECH, R., JULIÀ, R. y MARTINELL, J., 1990: Evolution of the Neogene basin of Empordà (NE Spain). *Paleont. Evol. Mem. Especial*, 2:251-267.
- ARAÑA, V., APARICIO, A., MARTÍN ESCORZA, C., GARCÍA CAHO, L., ORTIZ, R., VAQUER, R., BARBERI, F., FERRARA, G., ALBERT, J. y GASSIOT, X., 1983: El volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geol. Hispánica*, 18(1):1-17.
- BANDA, E., 1988: Crustal parameters in the Iberian Peninsula. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51:235-248.
- BURRUS, J. y AUDEBERT, F., 1990: Thermal and compaction processes in young rifted basin containing evaporites: Gulf of Lions, France. *A.A.P.G. Bull.*, 74(9):1420-1440.
- CABAL, J. y FERNÁNDEZ, M., 1995: Heat flow and regional uplift at

the northeastern border of the Ebro basin (NE-Spain). *Geoph. Journ. Int.* in press.

DAVISON, I., 1986: Listric normal fault profiles: Calculation using bed-length balance and fault displacement. *Jour. Struct. Geol.*, 8:209-210.

DONVILLE, B., 1973a: Ages potassium-argon des vulcanites du Haut-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). Implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276:2497-2500.

DONVILLE, B., 1973b: Ages potassium-argon des vulcanites du Bas-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276:3253-3256.

DULA Jr, W. F., 1991: Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *A.A.P.G. Bull.*, 75(10):1609-1625.

ELLIS, P. G. y McCLAY K. R., 1988: Listric extensional fault systems - results of analogue model experiments. *Basin Research*, 1:55-70.

ESTEVEZ, A., 1973: *La vertiente meridional del Pirineo catalan al norte del curso medio del rio Fluvià*. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 514 pp.

FLETA, J. y ESCUER, J., 1991: Sistemas sedimentarios de la cuenca neógena del Alt Empordà y su relación con la tectónica y el vulcanismo. I Congreso del Grupo Español del Terciario. Guía Excursión nº7. Ed. F. Colombo, 128 p.

GALLART, J., OLIVERA, C. y CORREIG, A. M., 1984: Aproximación geofísica a la zona volcánica de Olot (Girona). Estudio local de sismicidad. *Rev. Geofis.*, 40:205-226.

GIBBS, A. D., 1983: Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Jour. Struct. Geol.*, 5(2):153-160.

GOULA, X., OLIVERA, C., ESCUER, J., FLETA, J., GRELLET, B. y BOUSQUET, J. C., 1990: Neotectonics and seismicity in the area of the seismic crisis of 1427-1428 in Catalonia. XII General Assembly of the European Seismological Commission. Barcelona. Proceedings.

GUERIN, G., BENHAMOU, G. Y MALLARACH, J. M., 1986: Un exemple de fusió parcial en medi continental. El vulcanisme quaternari de Catalunya. *Vitrina*, 1:20-26.

I.G.M.E., 1983: Mapa Geològic de España. Escala 1:50.000, 2ª serie, nº 296: Torroella de Montgrí. Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, 45 p., 1 mapa pleg.

LOPEZ-RUIZ, J. y RODRIGUEZ-BADIOLA, E., 1985: La región volcánica mio-pleistocena del NE de España. *Estudios geol.*, 41:105-126.

LLOBERA, P., 1983: Petrologia de los enclaves del volcán Roca Negra (Olot, NE España). *Acta Geol. Hispánica*, 18(1):19-25.

MALLARACH, J. M., 1983: Revisió del vulcanisme quaternari de Catalunya (primera part). *Informe Servei Geològic de Catalunya*, GR-72.

MALLARACH, J. M., 1986: El vulcanisme quaternari de la conca mitjana del riu Ter (segona part). *Informe Servei Geològic de Catalunya*, GR-141.

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., 1987: Síntesi del Pliocè marí català. *Informe Servei Geològic de Catalunya*. GR-144.

MARTINELL, J. y DOMÈNECH, R., 1982: El Plioceno marino de la margen derecha del río Fluvià (Alt Empordà, Girona). *Est. Geol.*, 38: 379-384.

MATÓ, E. y SAULA, E., 1993: Informe sobre l'estudi preliminar dels materials d'edat eocena inclosos en els fulls a escala 1:25.000 d'Amer, Canet d'Adri i Banyoles. *Informe Servei Geològic de Catalunya*. GR-173.

McCLAY, K. R., 1989: Physical models of structural styles during extension. In: A.J. Tankard y H.R. Balkwill ed. *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. pp 95-110. AAPG Memoir 46.

McCLAY K. R. y BUCHANAN, P. G., 1992: Thrust fault in inverted extensional basins. In: K.R. McClay ed. *Thrust Tectonics*. pp. 93-104, Unwin and Hyman. London.

McKENZIE, D. y BICKLE, M. J., 1988: The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Jour. Petrol.*, 29(3):625-679.

MUÑOZ, J. A., 1992: Evolution of a continental collision belt: ECORS Pyrenees crustal Balanced cross-section. In: K.R. McClay ed. *Thrust Tectonics*. pp. 235-246, Unwin and Hyman. London.

NELSON, R. A., PATTON, T. L. y MORLEY, C. K., 1992: Rift-segment interaction and its relation to hydrocarbon exploration in continental rift systems. *A.A.P.G. Bull.*, 76(8):1153-1169.

OLIVER WITHJACK, M. y PETERSON E. T., 1993: Prediction of normal-fault geometries - A sensitivity analysis. *A.A.P.G. BULL.*, 77(11):1860-1873.

PEACOCK, D. C. P. y SANDERSON, D. J., 1994: Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *A.A.P.G. Bull.*, 78(2):147-165.

PUJADAS, J., CASAS, J. M., MUÑOZ, J. A. y SABAT, F., 1989: Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area, Southeastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3(3):195-206.

SOLÉ, L., 1958: *Geografia de Catalunya*. Vol. 1. Ed. Aedos.

SOLÉ, L., 1962: Observaciones sobre la edad del vulcanismo gerundense. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, 34(12):359-372.

TORNÉ, M., PASCAL, G., BUHL, P., WATTS, A. B. y MAUFFRET, A., 1992: Crustal and velocity structure of the Valencia trough (western Mediterranean), Part I. A combined refraction/wide-angle reflection and near-vertical reflection study. *Tectonophysics*, 203:1-20.

VERRALL, P., 1981: Structural interpretation with application to North Sea problems. *J.A.P.E.C.(UK)*, course notes, 3.

WERNICKE, B. y BURCHFIELD, B. C., 1982: Modes of extensional tectonics. *Jour. Struct. Geol.*, 4(2):105-115.

WERNICKE, B. y AXEN, G. J., 1988: On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16:848,851.

WHITE, N., 1987: Constraints on the measurement of extension in the brittle upper crust. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 67:269-279.

WHITE, N. J., JACKSON, J. A. y MCKENZIE, D. P., 1986: The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journ. Struct. Geol.*, 8(8):897-909.

WILLIAMS, G. y VANN, I., 1987: The geometry of listric normal faults and deformation in their hanging walls. *Jour. Struct. Geol.*, 9:789-795.

XIAO, H. y SUPPE, J., 1992: Origin of Rollover. *A.A.P.G. Bull.*, 76(4):509-529.

ZIEGLER, P. A., 1982: Faulting and graben formation in western and central Europe. *Phil. Trans. Royal Soc. London*. A 305:113-143.

ZIEGLER, P. A., 1992a: European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208:91-111.

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