

EL Neógeno del Empordà y Baix Ebre (Catalunya): estudio comparativo

J. FLETA⁽¹⁾, A. ARASA⁽²⁾ y J. ESCUER⁽³⁾

⁽¹⁾ Servei Geològic de Catalunya. Av. Paral·lel, 71, 08004-Barcelona

⁽²⁾ Dept. Geologia Dinàmica. Fac. Geologia. Zona Universitària, 08028-Barcelona

⁽³⁾ TELEMAT S.L. Av. Catalunya, 3, 25002-Lleida.

RESUMEN

Las cuencas del Empordà y Baix Ebre forman parte del conjunto de fosas neógenas del litoral catalán. Se identifican cinco sistemas sedimentarios en el Empordà y seis unidades litoestratigráficas en el Baix Ebre que son descritas en este trabajo.

Durante el Mioceno ambas cuencas siguen un esquema evolutivo propio, caracterizado por la presencia de materiales marinos y volcánicos en el Empordà y continentales locales y alóctonos en el Baix Ebre.

La sedimentación pliocénica muestra ciertas similitudes a nivel litoestratigráfico. Estas se traducen en una composición faunística y litológica equivalente en las facies margosas identificadas en ambas cuencas. Asimismo su posición en la serie pliocena es similar, estando recubiertas transicionalmente por materiales continentales de edad Ruscinense. Por consiguiente se propone una equivalencia entre las margas de Ciurana y de Campredó.

Palabras clave: Mioceno. Plioceno. Sedimentología. Catalunya. Empordà. Baix Ebre.

ABSTRACT

The Neogene infill of the Empordà and Baix Ebre basins was undifferentiated up to now. In Empordà there are five sedimentary systems and in Baix Ebre six lithostratigraphic units are distinguished. In the Empordà, Esponella conglomerates are continental deposits of Upper Miocene (Turolian) and coastal sediments are Tortonian (GEOT-1 borehole). Pliocene sedimentation shows a similarity in both basins. In the Empordà basin deltaic (Avinyonet, Vilamalla, etc.) and bay environments (Siurana marls) are dominant, while littoral (Lower Marine Detrital Unit) and bay (Campredó marls) environments appear in the Baix Ebre. The Pliocene series culminate with lacustrine-alluvial facies (Sant Onofre limestone and Roca Corba conglomerate units) in the Baix Ebre basin and with alluvial facies (Sant Climent-Perelada and Cistella systems) in the Empordà basin.

We propose a similarity between Siurana and Campredó marls, and we consider it as a guide level in the catalonian marine pliocene.

Key words: Miocene. Pliocene. Sedimentology. Catalunya. Empordà. Baix Ebre.

INTRODUCCION

Las cuencas del Baix Ebre y Empordà forman parte del conjunto de fosas neógenas del litoral catalán, que se extiende desde los Pirineos hasta la Cordillera Ibérica (Empordà, Vallés-Penedes, Baix Llobregat y Baix Ebre). Se aportan nuevos datos, describiendo las diferentes asociaciones de facies, medios deposicionales y su evolución. También se presenta un ensayo de correlación de los principales eventos sedimentarios registrados en ambas cuencas.

En líneas generales el neógeno del Empordà y Baix Ebre se encuentra colmatando antiguos estuarios y bahías y zonas protegidas heredadas del Messiniense. Ha sido estudiado de forma parcial por un apreciable número de autores. En el Empordà, Ribera Faig (1945), Villalta (1958), Solé Sabarís (1962), Donville (1973), Agustí (1982), Martinell (1987, 1988), Martinell *et al.* (1989), Agustí *et al.* (1990), Escuer y Fleta (1991), Fleta y Escuer (1991), Fleta *et al.* (1991). Siendo para el Baix Ebre, Solé Sabarís *et al.* (1965), Maldonado (1972), Magné (1978), Santanach y Julià (1980), Aguirre *et al.* (1982), Agustí *et al.* (1983), Martinell y Domenech (1984), Arasa (1985, 1986), y Arasa (1992, en prensa).

EL NEOGENO AMPURDANES

La cuenca neógena del Empordà se sitúa entre la terminación oriental de los Pirineos y los Catalánides

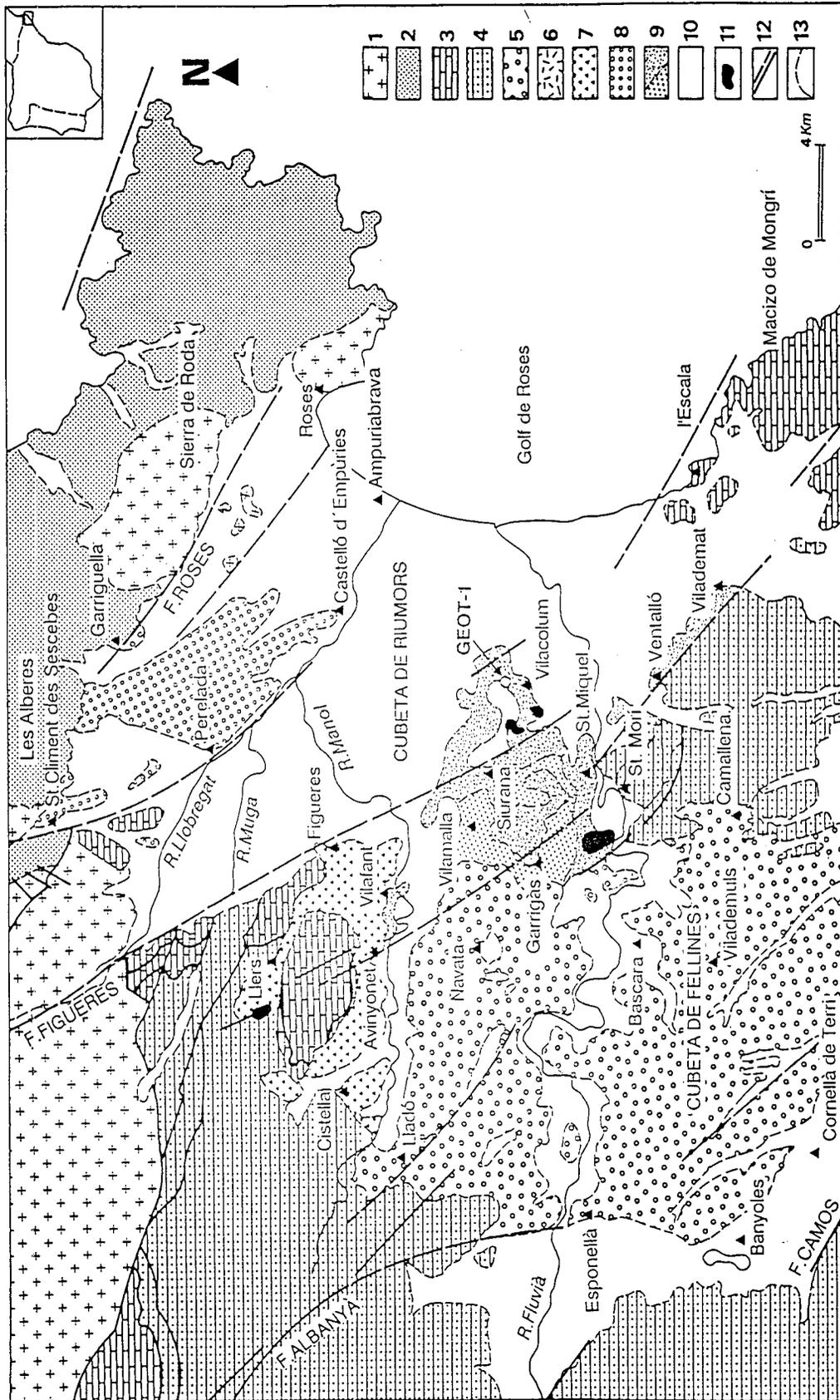


Figura 1.- Mapa geològic de la cuenca neògena del Alt Empordà: 1. Granitoides hercínics; 2. Paleozoico metamòrfic; 3. Mesozoico; 4. Paleoceno; 5. Mioceno Superior (Turoliense) Area Fuente Eocénica; 6. Mioceno Superior (Turoliense) AF Metamòrfica; 7. Plioceno continental (Rusciniense) AFE; 8. Plioceno continental (Rusciniense); 9. Plioceno marino (Zancliense); 10. Cuaternario; 11. Volcanismo Neógeno y Cuaternario; 12. Falla y falla supuesta; 13. Contacto discordante.

Figure 1.- Alt Empordà Neogene basin schematic geological map: 1. Hercynian granites; 2. Metamorphized paleozoic rocks; 3. Mesozoic; 4. Paleocene; 5. Upper Miocene (Turolian), eocenic source area; 6. Upper Miocene (Turolian), metamorphic source area; 7. Continental Pliocene (Ruscinian) eocenic source area; 8. Continental Pliocene (Ruscinian); 9. Marine Pliocene (Zanclian); 10. Quaternary; 11: Neogene and Quaternary volcanism; 12: Fault and supposed fault; 13: Unconformity.

(Fig. 1). Dicha cuenca se halla limitada al N por los Pirineos y al S por el bloque hercínico de Les Garres. Un sistema de fallas con dirección NW-SE, es el condicionante de la estructura en «horsts» y «grabens» de la cuenca. Esta puede dividirse en dos cubetas, Riumors y Fellines (Fig. 1), separadas por un alto estructural (Garrigàs-La Bisbal), donde afloran materiales Oligocenos, Eocenos y Mesozoicos (Gallego *et al.*, 1983). Así mismo, al S del Ter (zona de La Bisbal) aparecen materiales neógenos desvinculados de las cubetas anteriormente citadas.

El relleno de la cuenca está representado por un conjunto de materiales que ha suministrado fauna fósil correspondiente a las siguientes biozonas y pisos mastológicos según Agustí *et al.* (1990) en las siguientes localidades:

- La Bisbal: MN-9 (Vallesiense).
- Las Olivas: MN-11, Camallera: MN-12, Bàscara: MN-13 (Turolense).
- Vilafant: MN-14 (Rusciniense Inferior).

Cubeta de Riumors

Se sitúa en el Alt Empordà y presenta un relleno de materiales detríticos (Mioceno y Plioceno en facies continentales y costeras). Estos materiales se hallan fosilizados por un cuaternario ampliamente desarrollado. La exploración geofísica ha revelado la compartimentación en bloques de la misma (Iglesias, 1985 Casas *et al.*, 1991), así como la existencia de un surco de dirección NW-SE, con el eje de depocentros en la vertical de Ampuriabrava (Calvet, 1985). La potencia acumulada en dicho punto podría alcanzar los 3.000 m.

Unidades Inferiores

Los sedimentos inferiores aflorantes, sistemas Esponellà y Garriguella (Fleta y Escuer, 1991), presentan características continentales con diferencias a ambos lados de la falla de Figueres (Fig. 1). Al E de dicha fractura los afloramientos son escasos, aunque en el sondeo GEOT-1 se han reconocido materiales marinos entre 500 y 1.000 m de profundidad.

- El sistema de Esonellà (Fig. 2), está constituido por conglomerados, areniscas, lutitas y niveles carbonatados atribuibles a paleosuelos. Se caracteriza por una área fuente eocénica, predominantemente carbonatada, del margen occidental de la cuenca y se atribuye a un medio deposicional de abanico aluvial en el que se identifican asociaciones de facies proximales y medias.

Este sistema aparece afectado por fracturas de dirección NW-SE (falla de Albanyà), que constituye el margen occidental de la cuenca, donde la serie presenta localmente un buzamiento 50° hacia el W.

En las zonas medias se localiza el yacimiento de vertebrados de Bàscara cuya edad corresponde a finales del Turolense (Agustí *et al.*, 1990) (Fig. 3).

- El sistema de Garriguella (Fig. 2) está formado por una serie alternante de niveles conglomeráticos, areniscas amarillentas de grano fino a muy fino con estratificaciones cruzadas y bancos de arcillas compactas de procedencia paleozoica (Serra de Roda, Alberes). En el conjunto se pueden identificar subambientes propios de sistemas fluviales, con cuerpos de conglomerados lenticulares de base erosiva y canales subsidiarios de areniscas. En las arcillas se encuentran trazas de hidromorfía, propias de llanuras de inundación. Estos materiales aparecen basculados 25° hacia el SW, limitados por la falla de Roses. La atribución de una edad miocénica se fundamenta en la diferencia de la composición mineralógica de la fracción arcillosa (Calvet, 1982) respecto a los materiales que la recubren (sistema Sant Climent-Perelada).

Unidades Superiores

Las unidades superiores están constituidas por materiales marinos y continentales. Los primeros, de carácter progradante, afloran al E de la falla de Figueres, mientras que los continentales flanquean los relieves mesozoicos y paleozoicos (Fig. 1). Dentro del sistema marino se diferencian las margas azules de Siurana y las unidades deltaicas de Avinyonet y Vilamalla (Escuer y Fleta, 1991). Los depósitos continentales corresponden a los sistemas Cistella-Llers y Sant Climent-Perelada, que representan los equivalentes laterales del sistema marino.

- Las margas azules de Siurana (Fig. 2), aflorantes puntualmente, han sido reconocidas en múltiples sondeos del llano ampurdanés y su potencia supera los 200 m en la zona meridional de la cuenca (Ventallò), 50 m en el pozo GEOT-1 y apenas 1,5 m en Castelló d'Empúries.

El registro de fauna corresponde al medio sedimentario de carácter más marino reconocido en toda la zona, que junto con las asociaciones de facies margosas constituyen ambientes propios de bahía (Martinell, 1988).

- Las unidades de Avinyonet y Vilamalla recubren las margas de forma transicional y están representadas por arenas y areniscas, gravas, conglomerados y niveles de arcillas con desarrollo de concreciones carbona-

ESQUEMA ESTRATIGRAFICO

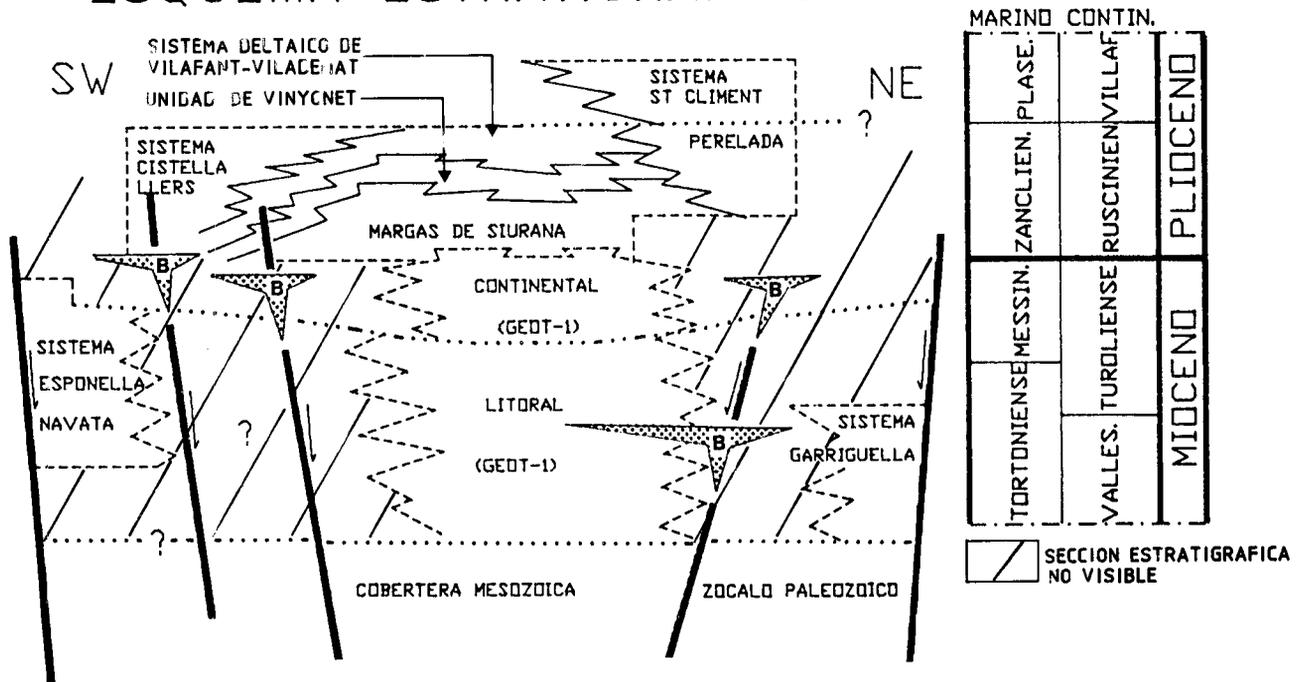


Figura 2.- Esquema estratigráfico de correlación de las unidades litoestratigráficas neógenas diferenciadas en la cuenca del Alt Empordà, Cubeta de Riumors. B: basaltos.

Figure 2.- Schematic stratigraphic relationships between the lithostratigraphic units differentiated in the Riumors basin, Alt Empordà. B: Basaltic bodies.

tadas con restos de fauna marina. La extensión lateral y las facies incluídas en estos depósitos permiten subdividirlos en unidades dominadas por arenas (Unidades Avinyonet y Vilamalla) y por gravas (Unidades Vilafant y Vilademà) (Fig. 1).

En el margen meridional, se dan importantes acumulaciones de margas culminadas por gravas con «foresets» progradantes hacia el N (Unidad Vilademà), flanqueadas por arenas (Unidad Vilamalla). La edad de estos materiales viene determinada por la posición que ocupa entre las margas de Siurana y el yacimiento de micromamíferos de Vilafant de edad Rusciniense (Agusti, 1982). Estos sedimentos corresponden a facies litorales de sistemas deltaicos.

- El sistema de Cistella (Fig. 2), está representado por gravas, arenas y arcillas, y aparece rodeando los terrenos mesozoicos de la Serra de la Illa (Fig. 1). Su límite inferior es transicional con las unidades deltaicas infrayacentes (Unidad Vilafant) y la potencia supera los 100 m. Esta unidad se caracteriza por incluir clastos de cantos de materiales volcánicos, presumiblemente neógenos (basaltos de Llers).

- El sistema de Perelada (Fig. 2), procede de una área fuente constituída por materiales paleozoicos en la que no aparecen cantos de granitoides. Esta unidad,

formada por gravas, arenas, arcillas y limos, se desarrolla entre Sant Climent de Sescebes y Perelada, y se extiende hacia el SE hasta las proximidades de Castelló d'Empúries (Fig. 1). Su límite inferior reposa directamente sobre las margas marinas de Siurana, reconocidas en sondeo en los alrededores de Castelló d'Empúries, mientras que en el área de Perelada-Sant Climent reposa directamente sobre el zócalo paleozoico. La potencia supera los 100 m y se identifican asociaciones de facies que ponen de manifiesto los ambientes proximal-distales propios de abanico aluvial.

Dada la posición relativa de estos sedimentos, su edad se sitúa en el Plioceno (Rusciniense) aunque los niveles superiores podrían ser más modernos (Fleta y Escuer, 1991).

Cubeta de Fellinés

Está situada entre las comarcas del Pla de l'Estany y l'Empordà, presenta un relleno formado por depósitos terrígenos miocénicos y pliocénicos de origen continental, a diferencia de la cubeta de Riumors donde están mejor representados los sedimentos de origen marino, tanto en superficie como en el subsuelo.

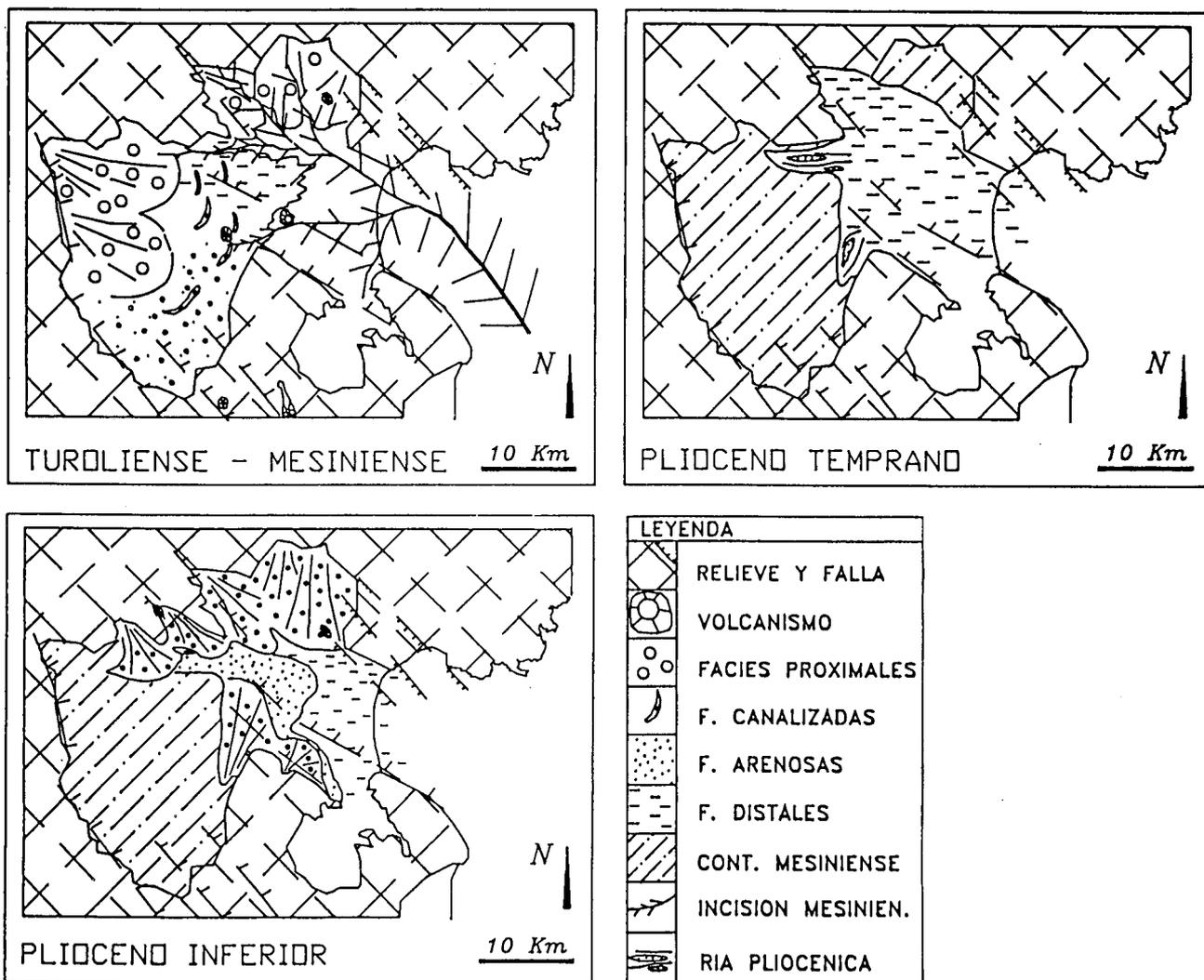


Figura 3.- Evolución paleogeográfica de la cuenca neógena del Alt Empordà.
 Figure 3.- Alt Empordà neogene basin schematic paleogeographic units.

El límite occidental de la cubeta coincide con la falla normal de Camòs, de dirección NW-SE, y la cuenca lacustre de Banyoles (Fig. 1). A partir de los datos geofísicos y de sondeos se puede estimar que la potencia total acumulada supera los 200 m, hallándose el zócalo resistivo a más de 500 m de profundidad en su depocentro. Este último está situado aproximadamente en la vertical de la población de Fellinés.

A grandes rasgos existen dos conjuntos de unidades, un primer grupo (Vilademuls), formado por asociaciones de facies conglomeráticas alternantes con niveles areniscosos y limosos; y un segundo grupo (Sant Vicens de Camòs), dominado por materiales areniscosos y limosos con niveles conglomeráticos subordinados. Ambos conjuntos parecen ser heterócronos y su disposición responde a la geometría deposicional en la cubeta: las unidades dominadas por gravas están vinculadas a los márgenes orientales y

septentrionales principalmente, mientras que las arenosas se localizan en partes centrales y occidentales de la cubeta.

Las dataciones efectuadas hasta el momento, indican una edad correspondiente a Plioceno superior para las unidades dominadas predominantemente por arenas (Sanz *et al.*, 1987) y una edad Mioceno superior para las unidades dominadas por conglomerados (Gallejo *et al.*, 1983).

NEOGENO DEL BAIX EBRE

Los afloramientos neógenos del Baix Ebre se encuentran en los alrededores de Sant Onofre, entre Tortosa y la Aldea. Cartográficamente su extensión no

supera los 8 km² y constituye una franja estrecha de orientación N-S, controlada principalmente por frac-

turas tardialpinas de la misma dirección, que afectan al zócalo cretácico (Fig. 4). Adosados al bloque de

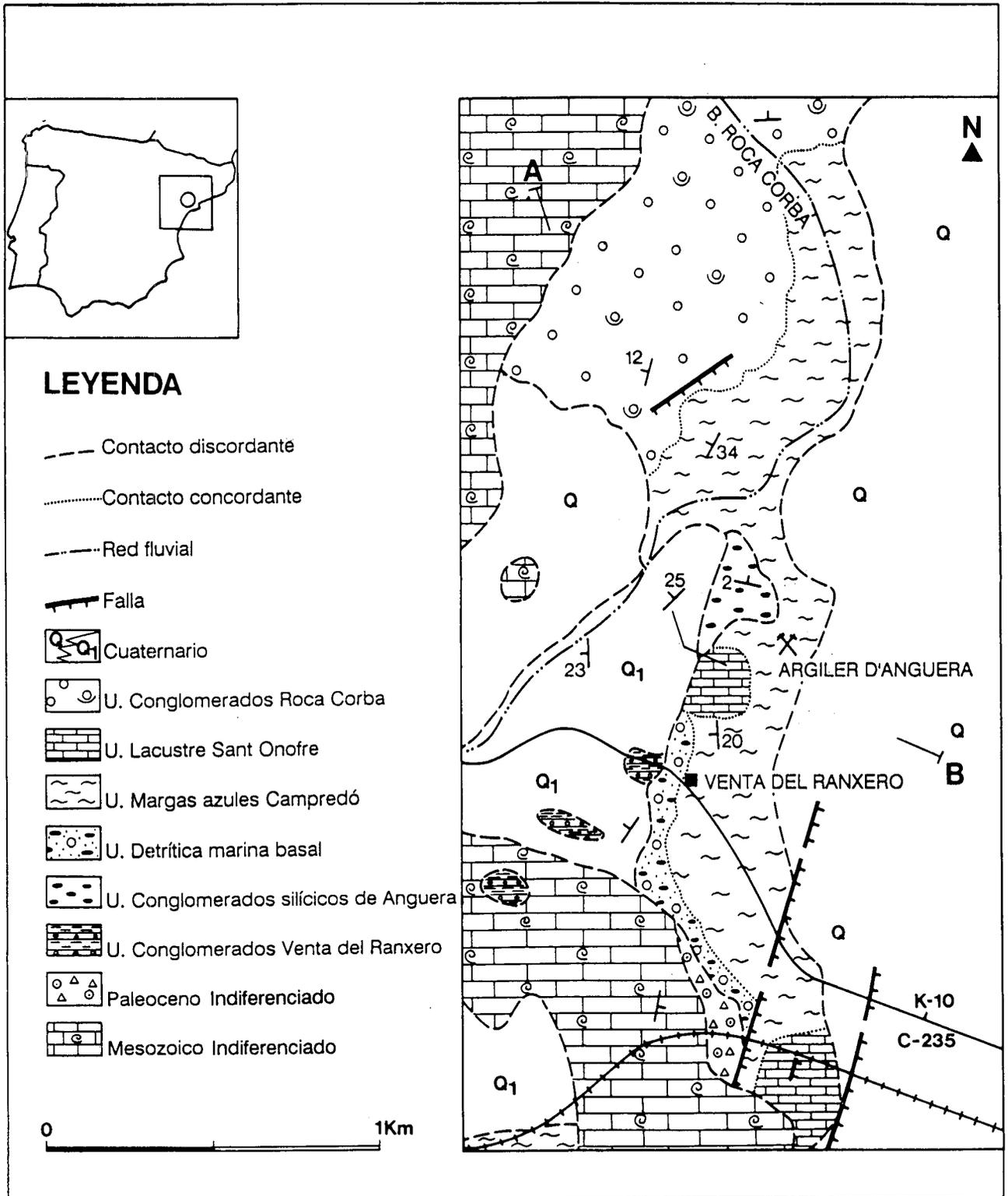


Figura 4.- Distribución de las unidades litoestratigráficas diferenciadas en el Neógeno de Sant Onofre.
Figure 4.- Schematic distribution of Sant Onofre neogene stratigraphic units.

Cardó y en los alrededores de la Sénia también pueden encontrarse materiales terrígenos neógenos.

El basamento corresponde mayoritariamente a carbonatos del Cretácico medio. Se presenta formando un pequeño anticlinorio de orientación N-S. Las formaciones paleocenas están escasamente representadas: en Sant Onofre, brechas y arcillas de la vía férrea con moldes de *Vidaliella gerundensis* VIDAL (Canerot, 1974), y en Rossell, carbonatos lacustres (Arasa y Colombo, 1991).

La escasa extensión de los afloramientos neógenos hace que solamente se haya encontrado fauna representativa en el Plioceno. Se diferencian seis unidades litoestratigráficas que configuran la columna tipo del neógeno del Baix Ebre (Arasa, 1992, en prensa).

La serie prepliocena

Corresponde a dos unidades litoestratigráficas neógenas subyacentes al Plioceno, separadas por importantes discordancias (Fig. 5).

U. Conglomerados de la Venta del Ranxero (CVR)

En las proximidades de la Venta del Ranxero se pueden reconocer los conglomerados de la Venta del Ranxero en disposición monoclinial buzando 17° hacia el NW, 45 m de conglomerados de clastos carbonatados con intercalaciones de arcillas rojas. Las facies conglomeráticas forman estratos de base plana y lenticular, con paleocorrientes hacia el S. El conjunto se encuentra afectado por fracturas N-S y erosionado por las facies detríticas basales pliocénicas. Estos materiales son atribuidos a depósitos de zonas medias de abanico aluvial.

U. Conglomerados Silícicos de Anguera (CSA)

Afloran en la explotación de arcillas de Anguera. Corresponden a conglomerados poligénicos que incluyen en su composición cantos silícicos (cuarzitas, cuarzo hidrotermal, conglomerados permotriásicos), bien cementados y fracturados, y la potencia máxima observada no supera los 10 m. Mientras que la base no se observa, el techo corresponde a una superficie

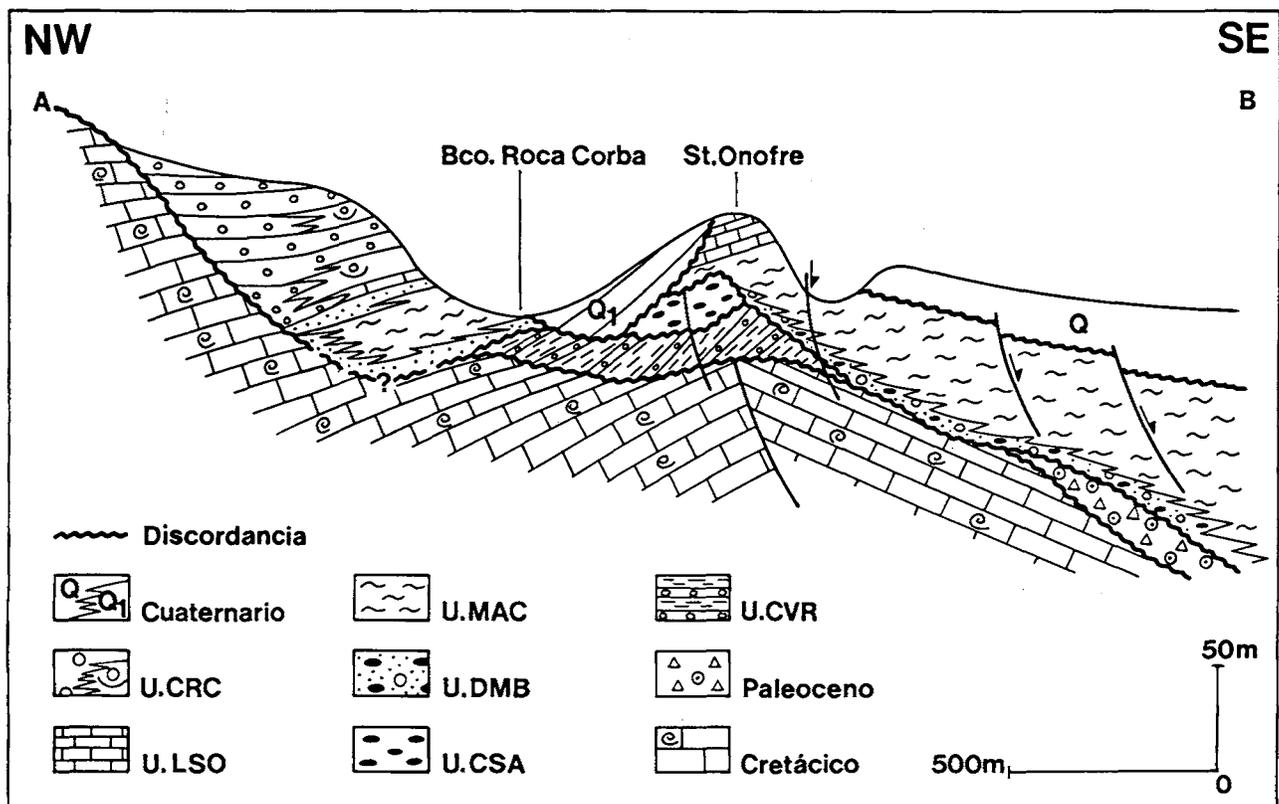


Figura 5.- Corte geológico de Sant Onofre.
Figure 5.- Sant Onofre cross section. See A-B lineation in the Fig. 4

erosiva importante, sobre la que se apoyan las margas azules pliocénicas. Las facies más características son de gravas bien rodadas con matriz arenosa, formando secuencias granulométricas positivas que se atribuyen a depósitos fluviales («braided») con desarrollo de barras longitudinales.

La Serie Pliocénica

Corresponde a los materiales mejor estudiados y contiene gran cantidad de fauna que permite atribuirles al Plioceno (Magné, 1978; Martinell y Domènech, 1984). Se identifican distintas unidades litoestratigráficas (Fig. 5).

U. Detrítica Marina Basal (DMB)

Está representada por gravas y arenas con fauna marina litoral. Su espesor no supera los 10 m y se encuentra erosionando las unidades inferiores. Cartográficamente forma una franja estrecha de orientación N-S constituida por dos subunidades:

a/ Gravas inferiores (GI). Su potencia es de 3 m de gravas con cantos calcáreos y silíceos heterométricos con escasa matriz. Los cantos carbonatados están afectados por actividad bioerosiva, debida a distintos grupos de organismos perforantes e incrustantes, entre los que destacan *Lithodomus sp.*, *Litorina sp.*, *Balanus sp.*, anélidos y serpúlidos. Cuando esta facies se desarrolla sobre gravas silíceas, no se observa bioerosión y solamente se desarrolla una superficie con gran acumulación de fauna incrustante (*Saccostrea cucullata*, *Hinnites ercolanianus* y *Chlamys (Manupecten) pesfelis*) (Martinell y Domènech, 1983). Esta asociación de facies es atribuida a depósitos de «foreshore».

b/ Arenas intermedias (AI), corresponde a los equivalentes laterales de GI. Están representadas por arenas y areniscas mal clasificadas y su potencia máxima observada no supera los 6 m. La facies más característica corresponde a arenas mal clasificadas de aspecto masivo; también pueden observarse algunas superficies de reactivación vergentes hacia el E. El contenido faunístico queda limitado a pequeñas concentraciones de fragmentos de *Saccostrea cucullata*, algunos ejemplares de *Cardium sp.* y gasterópodos. Estos depósitos son atribuidos a sedimentos de «shoreface».

U. Margas Azules de Campredó (MAC)

Está constituida por margas azules con intercalaciones de niveles centimétricos de areniscas, que se localizan en las proximidades de la unidad de Arenas Intermedias. Su potencia observada no supera los 40 m. Los microforaminíferos permiten atribuirles una edad de Plioceno superior (Magné, 1978). El registro

malacológico (Martinell y Domènech, 1983), indica medios deposicionales salobres y muy someros. Existen además restos de otolitos, dientes de seláceos y pequeños fragmentos de braquiuros y equinodermos.

Estas facies se identifican con medios deposicionales marinos, con influencia de las olas y corrientes litorales, que se enmarcan en la zona de transición del «shoreface» al «offshore».

U. Carbonatos de Sant Onofre (LSO)

Esta unidad se localiza en el cerro de Sant Onofre y está representada por 37 m de carbonatos en los que se diferencian dos tramos. El inferior, constituido por carbonatos travertínicos con intercalaciones de margas grises y abundantes gasterópodos, ostrácodos y carófitas. El tramo superior, presenta carbonatos oquerosos con grietas de desecación e intercalaciones de margas negras y grises; contienen microvertebrados que permiten atribuirles una edad de Rusciense inferior (Agustí *et al.*, 1983). Estos depósitos se atribuyen a ambientes básicamente palustres-lacustres con pequeñas variaciones locales del nivel del agua.

U. Conglomerados de Roca Corba (CRC)

Los materiales detríticos que forman esta unidad representan un cambio brusco en la sedimentación pliocena. La serie tipo definida en la confluencia de los barrancos de Redó y Roca Corba, se caracteriza por un tramo inferior de conglomerados de clastos carbonatados cretácicos, semi-rodados con matriz arcilloso-arenosa roja. Su potencia es de 15 m y contiene restos de fauna retrabajados, ostréidos y moldes internos de árcidos. Las facies conglomeráticas corresponden a cuerpos lenticulares de 0,5 m. Los niveles arcilloso-arenosos intercalados presentan abundante *Microcodium sp.* Las paleocorrientes medidas indican un aporte desde el W y NW. Esta asociación de facies se atribuye a depósitos fluviales de canales «braided».

El tramo superior está representado por 40 m de potencia de paraconglomerados con matriz lutítico-arenosa roja. El tamaño de los cantos oscila entre 40-100 cm y las unidades de sedimentación más características corresponden a cuerpos tabulares de 1-1,5 m de espesor con pequeños niveles de costras carbonatadas a techo. Estos depósitos se interpretan como flujos cohesivos («debris flows»).

Ambos tramos del abanico aluvial se presentan adosados a los paleorreliques circundantes mesozoicos de la Sierra del Boix, formando un dispositivo de solapamiento expansivo («onlap»), que permiten establecer los eventos sedimentarios que determinan una tendencia a la colmatación de la cuenca pliocena.

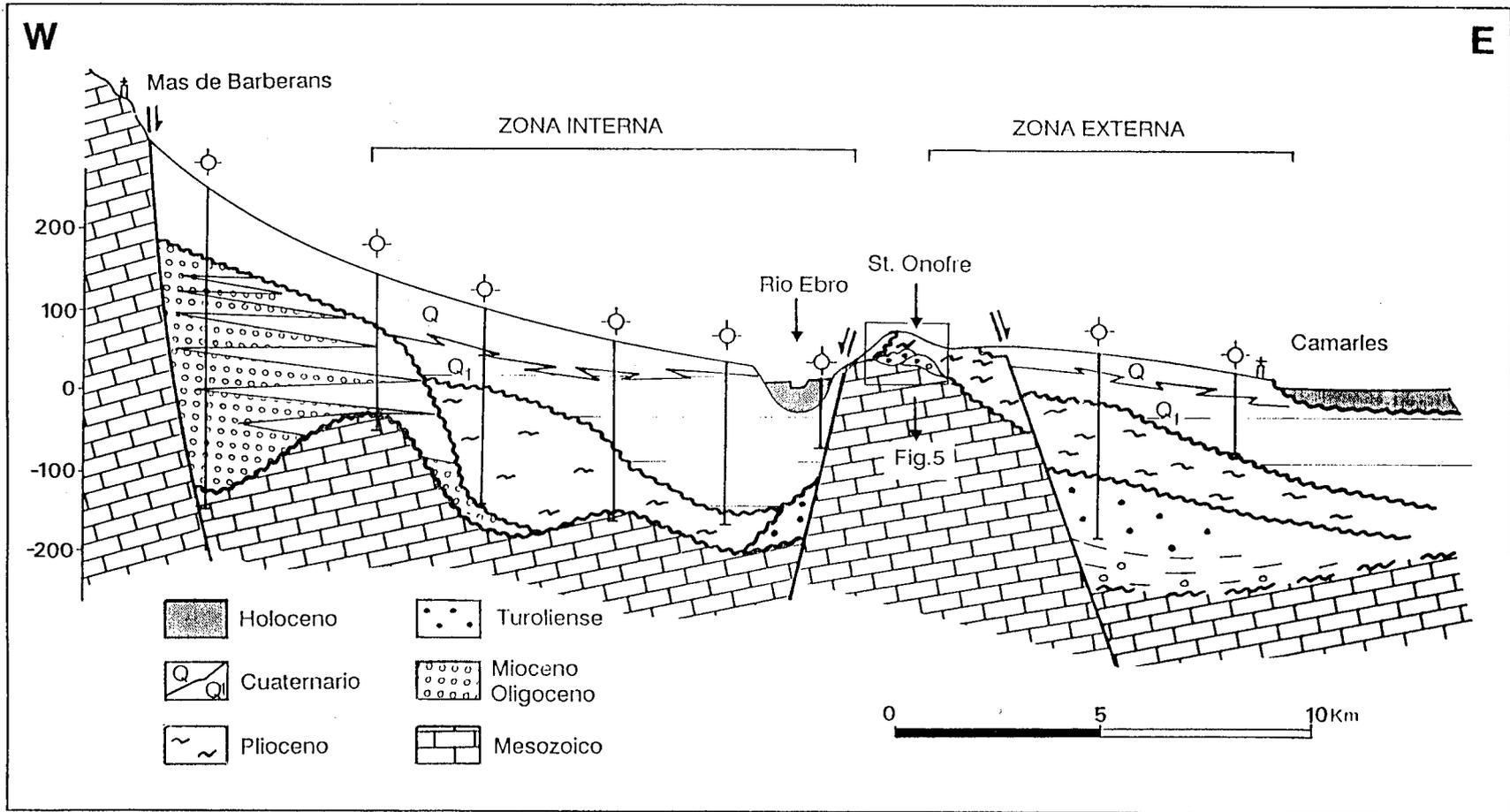


Figura 6.- Corte geológico general del relleno neógeno del Baix Ebre.

Figure 6.-Baix Ebre basin neogene infill.

Consideraciones sobre los materiales pliocenos del subsuelo del Baix Ebre

Resulta relevante destacar la presencia de margas azules en las prospecciones hidrogeológicas que vienen realizándose en el Baix Ebre (Fig. 6). Se distinguen dos zonas donde predominan las margas azules fosilizadas por los materiales detríticos cuaternarios: la zona interna, se sitúa entre Tortosa, Reguers, Santa Bárbara y Masdenverge, donde las margas aparecen entre las cotas absolutas de -10 m a -175 m. En estos materiales se diferencia un tramo inferior margoso-carbonatado de colores claros con laminación paralela y estructuras de bioturbación; un tramo intermedio de margas grises con intercalaciones de lignitos y fauna de ostrácodos, gasterópodos (*Lymnaea* sp. y *Planorbis* sp.) y carófitas; y un tramo superior de arcillas y margas ocreas y blanquecinas sin fauna apreciable.

Estas secuencias se interpretan como ambientes palustres restringidos que rellenan un antiguo paleovalle (Figs. 6 y 7)

La zona externa, se sitúa entre la Aldea y Camarles, corta materiales margosos entre las cotas absolutas de -15 m a -144 m. Muestra un tramo inferior de margas azules con abundante fauna de microforaminíferos, que si bien no permiten atribuirles una edad absoluta, sí se corresponden con las formas más frecuentes de las Margas Azules de Campredó (J. Civis com. pers.). Un tramo intermedio de gravas y un tramo superior de margas azules con fauna predominante de ostrácodos. Lateralmente estas margas pasan a sus correspondientes equivalentes laterales terrígenos de origen local. La asociación de facies de margas, junto con la fauna de microforaminíferos reconocida permite atribuir a ambientes deposicionales marinos el tramo inferior,

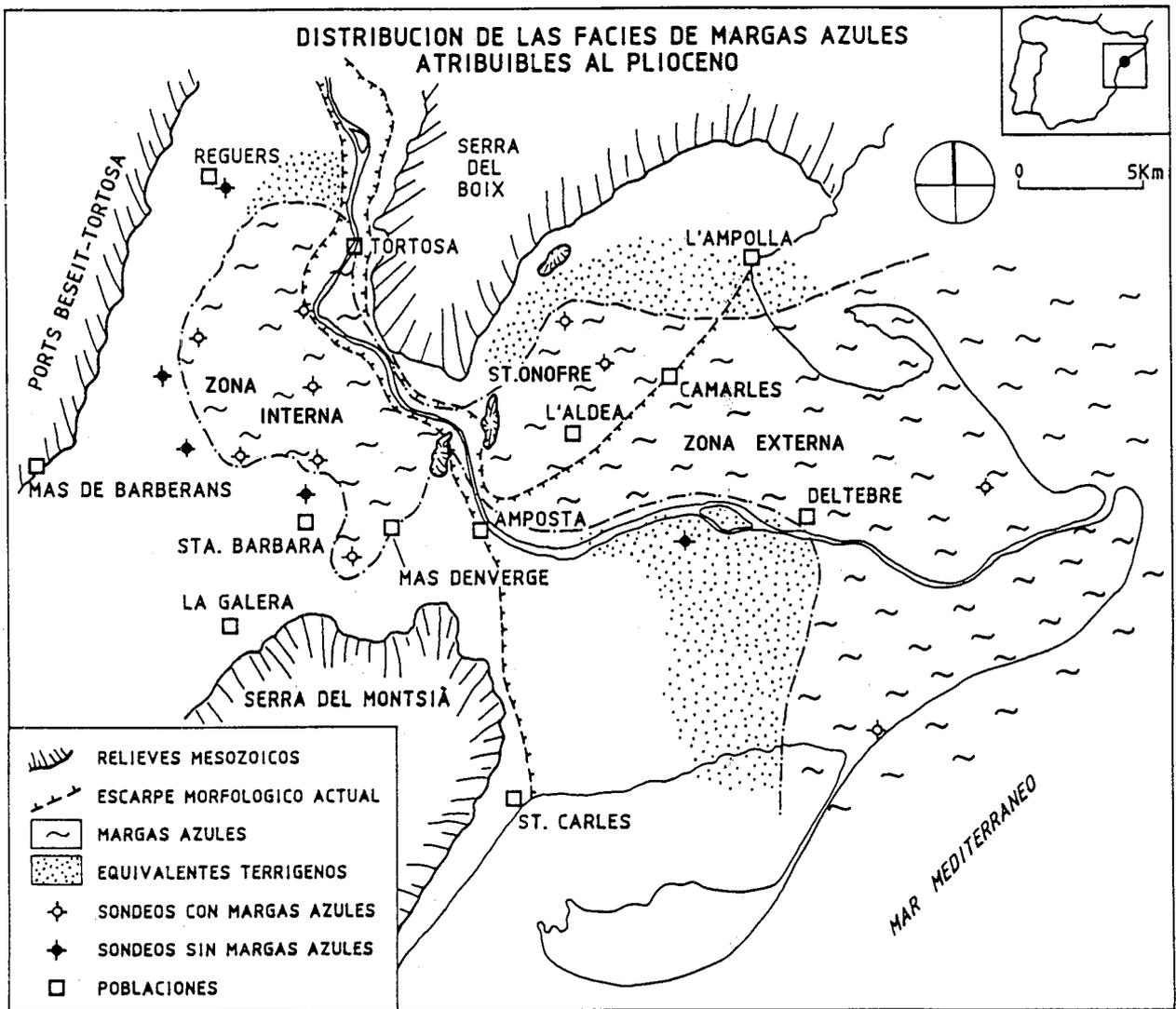


Figura 7.- Distribución paleogeográfica del Plioceno del Baix Ebre.

Figure 7.- Baix Ebre Pliocene paleogeographic distribution.

pasando a ambientes continentales palustres en el superior.

La escasa fauna encontrada en los sondeos no permite asignar la edad a estos materiales. No obstante, su similitud con la encontrada en las margas de Campredó, permite considerar una edad de Plioceno s.l. para las margas azules de ambas zonas.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El grado de conocimiento de los materiales neógenos de las cuencas del Alt Empordà y Baix Ebre es desigual. En lo que respecta a los depósitos atribuidos al Mioceno la variedad de materiales, así como la imprecisión en sus dataciones no permiten, en principio, efectuar correlaciones entre ambas cuencas.

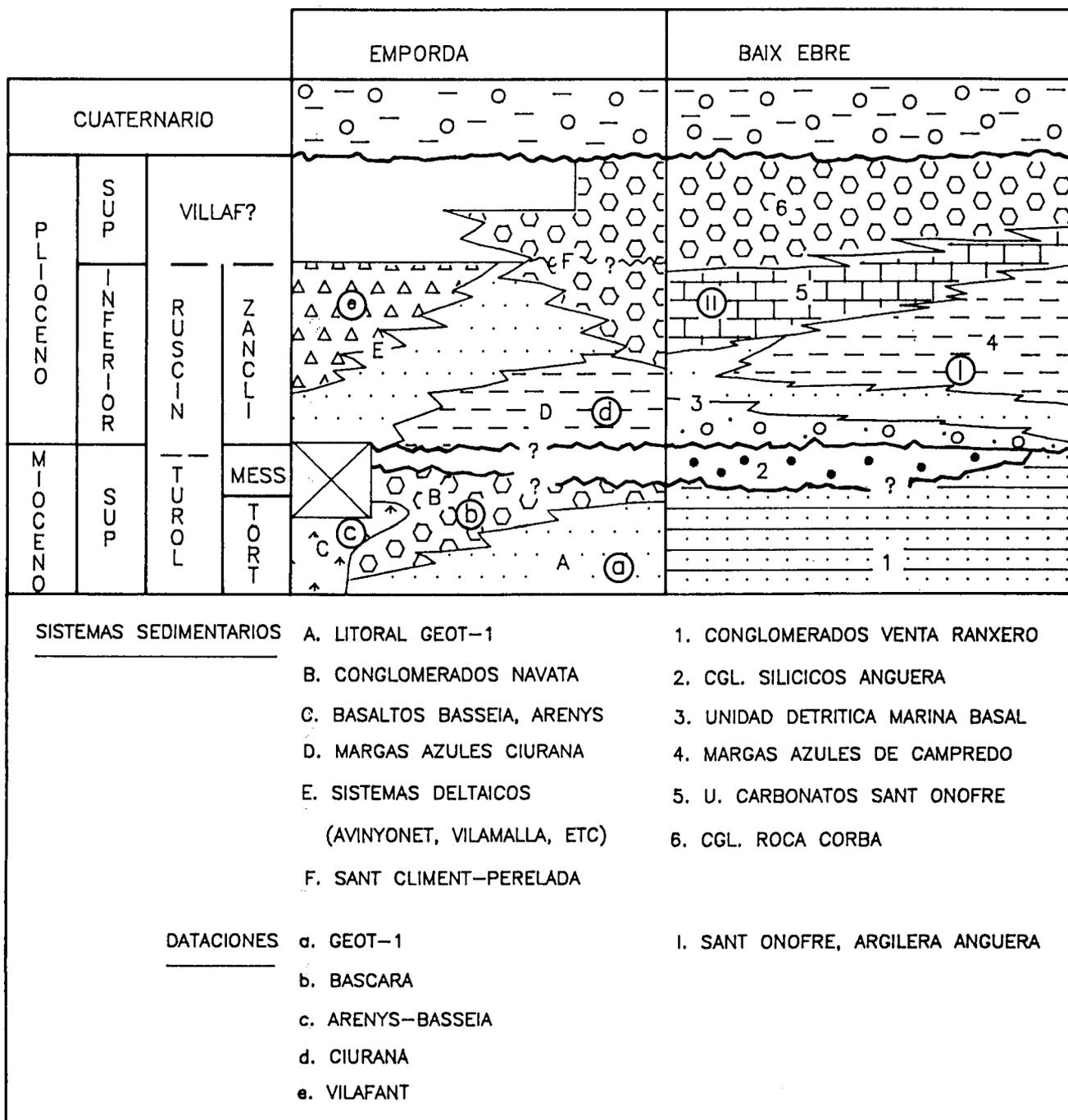


Figura 8.- Distribución de las unidades litoestratigráficas neógenas del Empordà y Baix Ebre y propuesta de correlación.

Figure 8.- Tentative stratigraphic correlation and geometric distribution of the neogene stratigraphic units differentiated in the Baix Ebre and Alt Emporda basins.

En el Empordà el registro sedimentario neógeno comienza con las facies marinas del Tortoniense reconocidas en el sondeo GEOT-1 (Fleta y Escuer, 1991). Estos depósitos pasan lateral y verticalmente a materiales de carácter continental (sistemas Esponella-Navata y Garriguella). El conjunto presenta intercalaciones volcánicas cuya edad se halla comprendida entre el mioceno medio y superior.

El Baix Ebre no presenta materiales marinos y el registro comprende únicamente materiales continentales. Este se inicia con la sedimentación de los conglomerados de la Venta del Ranxero, de los que se desconoce su edad. Sin embargo, estos se sitúan estratigráficamente en una posición inferior a la unidad detrítica-marina basal pliocénica y el límite entre ambas unidades corresponde a una discordancia angular. Este hecho implica la anterioridad de los conglomerados de la Venta del Ranxero a la transgresión pliocénica. La analogía de los conglomerados citados con los descritos en la cubeta de Mora d'Ebre (García Boada, 1974; Orche *et al.*, 1981) y en el Maestrazgo meridional (Canerot, 1974) induce a pensar en su asignación al Mioceno s.l.

Asimismo, en la cuenca del Baix Ebre se identifica la unidad de conglomerados silíceos de Anguera también en una posición estratigráfica inferior a los materiales pliocenos. El límite entre ambos se realiza mediante una discordancia angular. El carácter poligénico de estos materiales implica un aporte alóctono a la cuenca procedente del Priorato, como área fuente metamórfica más cercana, y por lo tanto la comunicación entre las cubetas del Baix Ebre y de Mora d'Ebre.

A finales del Mioceno se produce la crisis de salinidad Messiniense (Hsü *et al.*, 1973). Esta se traduce en una erosión en el centro de la cuenca ampurdanesa, marcada por los paleovalles de los ríos Fluvià, Ter, Manol y Muga (Fleta y Escuer, 1991), desarrollándose sistemas aluviales-fluviales en los márgenes de los relieves circundantes (Esponellà).

A principios del Plioceno y debido al ascenso del nivel del mar se produce la transgresión Zancliense (Riba, 1981), que viene reflejada por la presencia de las margas azules de Siurana y Campredó. Así, esta litología ha sido identificada en otros puntos del litoral catalán, como es el caso de las margas de Papiol en el Baix Llobregat (Clauzon *et al.*, 1987). Las dataciones efectuadas en estos materiales por diversos autores se basan en fauna bentónica somera y malacofauna. Magné (1978) atribuye las unidades margosas del Baix Ebre y Empordà al Astiense. El bajo contenido en foraminíferos planctónicos, dado el dominio de las facies de transición, ocasiona una baja precisión en la datación de estos materiales. Martinell (1987) determina como zanclienses los materiales marino-costeros transgresivos de la cuenca de Riumors en el Em-

pordà. Mientras que la fauna malacológica del Baix Ebre solo permite atribuir las unidades detrítico-marina basal y margas azules de Campredó al Plioceno (Martinell y Domènech, 1984). En consecuencia las unidades margosas podrían considerarse, a falta de dataciones más precisas, equivalentes entre ambas cuencas.

El paso de las unidades margosas litorales a las continentales ruscinienses es progresivo en las dos cuencas estudiadas. Este es el caso de los carbonatos de Sant Onofre en el Baix Ebre (Agustí *et al.*, 1983), y la unidad continental dominada por gravas de Vilafant en el Alt Empordà (Agustí, 1982). Este hecho corroboraría la hipótesis de la equivalencia de las unidades margosas del Baix Ebre y Empordà.

Simultáneamente en los paleovalles ampurdaneses, se instalan algunos complejos deltaicos (Avinonet, Vilamalla, etc.) cuyos aportes nutren la extensa bahía del Golfo de Roses representada por la margas de Siurana (Fig. 3). En el Baix Ebre no se han reconocido influencias de complejos deltaicos progradantes.

La fase final de la evolución sedimentaria de las cuencas neógenas viene marcada por la presencia de las unidades detríticas de Perelada en el Empordà y por los carbonatos de Sant Onofre y los conglomerados de Roca Corba en el Baix Ebre (Fig. 8). Estas unidades marcan la tendencia regresiva de la secuencia deposicional pliocénica, que finalizaría con la colmatación de las cuencas neógenas durante el Plioceno superior y Villafranchense, producto del descenso del nivel del mar en el Plioceno superior (Riba, 1981).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a F. Colombo y L. Cabrera, sus continuas aportaciones y valiosos comentarios al manuscrito.

Los comentarios de dos revisores anónimos han contribuido a mejorar el manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E., ARIAS, C., BONADONNA, P.P., CIVIS, J., DABRIO, C. y GOY, J., 1982: Pliocene-Pleistocene transition in the Iberian Peninsula. *IGCP*, Project 41.
- AGUSTI, J., 1982: Biozonación del Neógeno continental de Cataluña mediante roedores (Mammalia). *Acta Geol. Hispánica*, 17 (1-2): 21-26.

- AGUSTI, J., ANADON, P. y JULIA, R., 1983: Nuevos datos sobre el Plioceno del Baix Ebre. Aportación a la correlación entre las escalas marina y continental. *Acta Geol. Hispánica*, 18: 123-130.
- AGUSTI, J., DOMENECH, R., JULIA, R. y MARTINELL, J., 1990: Evolution of the Neogene Basin of Empordà (NE Spain). *Paleont. i Evol. Mem. Especial*, 2: 251-267.
- ARASA, A., 1985: *Estratigrafia y sedimentología de los materiales Plio-Cuaternarios de la fosa del Baix Ebre*. Tesis de Licenciatura, Dep. Estratigrafia y Geol. Historica, Fac. Geología. Univ. Barcelona, 115 pp.
- ARASA, A., 1986: Las paleoplayas pliocenas del Baix Ebre». *Res. Com. XI Cong. Español de Sedimentología*. Com., p. 10.
- ARASA, A. y COLOMBO, F., 1991: El Paleógeno de Rossell, (Baix Maestrat. Castellón): Aportaciones estratigráficas. *I Congreso Grupo Español del Terciario*, Com., pp. 20-24.
- ARASA, A., 1992: El Terciario del Baix Ebre: Consideraciones estratigráficas y sedimentológicas. *Acta Geol. Hispánica*, (en prensa).
- CALVET, M., 1982: *Etude géomorphologique des massifs des Albères et du Roc de France ainsi que de leurs piémonts*. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris I., 2 t., 502 pp., 75 pl.
- CALVET, M., 1985: Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées; l'exemple du Horst des Albères. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, 26 (2): 119-130.
- CANEROT, J., 1974: *Recherches géologiques aus confins des Chaînes Iberique et Catalane (Espagne)*. Thesis, ENADIMSA, 5(2): 517 pp.
- CASAS, A., CLAVELL, E., HERNANDEZ, E. y RIVERO, LI., 1991: Caracterización geofísica de la estructura de la Depresión Neógena del Empordà. *I Congreso Grupo Español del Terciario*, Com., pp. 71-74.
- CLAUZON, G., MARTINELL, J., AGUILAR, J.P. et SUC, J.P., 1987: Livret guide des excursions (Roussillon, Penedès et Baix Llobregat). *R.C.M.N.S., Working Group on Ecostratigraphy*, 78 pp.
- DONVILLE, B., 1973a: Ages potassium argon des vulcanites du Haut Ampurdan. *C.R.Acad.Sci.*, 275: 2497-2500.
- DONVILLE, B., 1973b: Ages potassium argon des vulcanites du Bas-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). *C.R.Acad.Sci.*, 276: 3253-3256.
- ESCUER, J. y FLETA, J., 1991: Evolución de los sistemas sedimentarios neógenos de la cuenca del Alt Empordà (Gerona). *I Congreso Grupo Español del Terciario*, Com., pp. 113-116.
- 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 Grupo Español del Terciario*, Libro-guía Exc. 7, 128 pp.
- FLETA, J., VERGES, J., ESCUER, J., y PUJADAS, J., 1991: Mapa geológico de España. ITGE Escala 1:50.000, 2ª serie, 258: Figueras (en prensa).
- GALLEGO, I., GARCIA, A., LOPEZ, F., PALLI, L. y BARNOLAS, A., 1983: Mapa Geológico de España. ITGE Escala 1:50.000, 2ª serie, 296: *Torroella de Montgrí*.
- GARCIA BOADA, J., 1974: El Terciario de la Depresión de Mora y su relación con el borde oriental de la Depresión del Ebro (Prov. Tarragona). *Seminarios de Estratigrafía*, 9: 11-20, Madrid.
- HSÜ, K.J., CITA, M.B., y RYAN, W.B.F., 1973: The origin of the Mediterranean evaporites. *Initial Reports of DSDP*, 13/1: 1023-1231.
- IGLESIAS, R., 1985: *Gravimetría del Alt Empordà*. Tesis Llic. (inedita), Fac. Geol., Univ. Barcelona, 70 pp.
- MAGNE, J., 1978: Etudes microstratigraphiques sur le Neogène de la Méditerranée Nord Occidentale. *Les Bassins Neogènes Catalans*. C.N.R.S., 259 pp.
- MALDONADO, A., 1972: El Delta del Ebro: Estudio sedimentológico y estratigráfico. *Bol. Estrat.*, 1, 486 pp. Univ. Barcelona
- MARTINELL, J. y DOMENECH, R., 1984: Malacofauna del Plioceno de Sant Onofre (Baix Ebre, Tarragona). *Iberus*, 4: 1-17.
- MARTINELL, J., DOMENECH, R., y MARQUINA, I., 1989: El Pliocén marí catalá. Dades paleocoològiques. *Bull.Inst.Cat.Hist.Nat.*, 56 (Sec. Geol., 5): 31-34.
- MARTINELL, J., 1987: El Pliocén marí catalá. *Informe Servei Geològic de Catalunya*, GR-144.
- MARTINELL, J., 1988: An overview of the marine Pliocene of NE Spain. *Géologie Méditerranéenne*, t. XV, 4: 227-233.
- ORCHE, E. ROBLES, S. y ROSELL, J., 1981: Mapa geológico de España. IGME Escala 1:50.000, 2ª serie, 471: *Mora de Ebro*.
- RIBA, O., 1981: Aspectes de la Geología marina de la Conca Mediterrània Balear durant el Neógen. *Mem.R.Acad.C. i Arts de Barcelona*, Tercera Epoca, nº 805, Vol. XLV nº 1: 115 pp.
- RIBERA FAIG, J., 1945: Sobre el plioceno continental del Alt Empordà. *Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.*, pp. 41-64.
- SANTANACH, P., y JULIA, R., 1980: Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. In: Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Bol.Geol.Min.*, t.XCI-II, pp.169-173.
- SANZ, E., COMAS, P. y MAROTO, J., 1987: Inventari paleontològic dels fons del Museu Arquelògic Comarcal de Banyoles. Procedents de la zona Banyoles-Mata i adjacents. *Quaderns Centre d'Estudis Comarcals de Banyoles*, 1986-87: 103-120.
- SOLE SABARIS, L., 1962: Observaciones sobre la edad del vulcanismo gerundense. *Mem.R.Acad.Cienc. i Arts de Barcelona*, vol. XXXIV, núm. 12.
- SOLE SABARIS, L., MACAU, F., VIRGILI, C., y LLAMAS, M., 1965: Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del Bajo Ebro. *Mem. Com.*, 1: 83-92.
- VILLALTA, J.F., 1958: Le Neogene de l' Ampurdan. *Bull.Soc.Geol. France*, 6a. serie, t. VIII: 947-948.