

Estructura y relleno sedimentario de la semifosa neógena de Vilanova (Garraf, Barcelona)

E. RAMOS-GUERRERO*, A. CASAS**, V. PINTO** y J. AGUSTÍ***

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

** Dpt. Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. E-08071, Barcelona.

*** Institut de Paleontologia M. Crusafont. c/ Escola Industrial, 23. E-08201, Sabadell

RESUMEN

En el presente trabajo se aborda el estudio de una cuenca sedimentaria mediante la utilización conjunta de técnicas de cartografía geológica y datos de subsuelo, provenientes del análisis de sondeos mecánicos y de la determinación de las anomalías de la gravedad.

La cuenca presenta una geometría asimétrica en forma de semi-graben orientado según la dirección regional ENE-OSO, controlado por fallas normales en dicha dirección en su límite NO, mientras que por el SE está delimitado por una discordancia. La existencia de un sistema asociado de fracturas, ortogonalmente dispuestas, complica el dispositivo anterior, resultando un basamento estructurado en bloques que configuran pequeñas subcuencas. La modelización gravimétrica de la cuenca en 3D ha permitido obtener un modelo de gran resolución para la geometría del basamento. El modelo geofísico obtenido ha sido contrastado con los datos provenientes de los sondeos.

El relleno sedimentario ha sido subdividido en cuatro unidades litoestratigráficas. Una de ellas constituye un complejo marginal asociado, y genéticamente relacionado, con las fallas principales que delimitan la cuenca. Las otras tres unidades presentan un carácter expansivo y muestran una evolución vertical desde medios continentales aluviales en la base a medios marinos transicionales (litorales y de bahía restringida) hacia techo.

El contenido paleomastológico de los sedimentos continentales y marinos transicionales aflorantes nos permite atribuir los materiales que forman la parte superior del relleno de la cuenca al Serravallense. Sin embargo, una edad Aquitaniense-Burdigaliense Inferior para la unidad conglomerática basal no puede ser totalmente descartada

Palabras clave: Mediterraneo occidental. Margen Ibérico oriental. Neógeno. Modelización gravimétrica.

ABSTRACT

Structure and sedimentary infill of the Vilanova half-graben (Garraf Massif, Barcelona, NE Spain).

A joint study involving geological mapping, well subsurface data and gravity modelling has been carried out in the Vilanova half graben in order to define the substratum structure and the character of the sedimentary infill.

The half graben is oriented following a regional ENE-WSW fault direction. Its structure is controlled by normal faults along the NW boundary and by an unconformity in the SE basin boundary. A perpendicular to the main direction fault system, configurate a block shaped basement. From the residual gravity map a 3D density model, constrained with the depths inferred from boreholes, has been obtained.

The sedimentary infill has been divided in four lithostratigraphic units. One of them constitutes a marginal complex associated and genetically related with the main faults that bound the basin. The other three units show a vertical evolution from continental alluvial environment at the bottom to marine (littoral and restricted shelf-bay) at the top.

The paleomastological data allow us to attribute to the autocropping sedimentary infill a Serravallian age. Nevertheless, an Aquitanian-Early Burdigalian age to the basal conglomeratic unit can't be definitively rejected.

Keywords: Western Mediterranean. Eastern Iberian Margin. Neogene. Gravimetric modelling.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Costero Catalana o Catalánides forma parte de un cinturón de deformación alpino relacionado con la convergencia entre las placas Ibérica y Europea. Durante el Eoceno Medio y Oligoceno Inferior alguna de las estructuras hercínicas que afectaban al zócalo fueron reactivadas, principalmente como fallas direccionales y cabalgamientos (Anadón *et al.*, 1985 y Guimerá, 1988), mientras que a partir del Oligoceno superior los Catalánides fueron sometidos a un régimen distensivo cuya evolución viene definida mediante dos fases (Bartrina *et al.*, 1992): una primera fase de *rifting*, relacionada con la apertura del surco de Valencia, debió tener lugar entre el Oligoceno Superior y el Burdigaliense (Mioceno Inferior), mientras que una segunda fase post-Burdigaliense estaría relacionada con la subsidencia térmica asociada al adelgazamiento cortical. El régimen distensivo postoligocénico dió origen a un sistema de fallas normales, relacionadas con antiguas estructuras, de dirección dominante NE-SO a FNE-OSO y otro subordinado de dirección NO-SE, lo que compartimentó la cadena en un conjunto de grabens y semigrabens que formaron las principales depresiones: Baix Ebre, El Camp y Vallès-Penedès en la zona de onshore y Amposta, Tarragona, Barcelona y Roses en offshore (Fig. 1). Estas depresiones estaban separadas entre sí mediante horts que constituían macizos de materiales paleozoicos y mesozoicos: Macizos del Gaià, Garraf-Montnegre y Bonastre-Tarragona.

El bloque que conforma el Macizo del Garraf se extiende en dirección aproximada NE-SO, separando la fosa Vallès-Penedès de las de Barcelona y Tarragona, e incluye varias fosas de menor entidad tales como las del Baix Llobregat, Sant Andreu de la Barca, Olesa de Bonesvalls y Vilanova.

Así pues, la Cuenca de Vilanova se configura como una pequeña depresión localizada a unos 50 km al SO de Barcelona y desarrollada sobre los materiales mesozoicos del Macizo del Garraf. Está rellena fundamentalmente de sedimentos neógenos del Mioceno Medio.

La evolución del registro sedimentario de las fosas neógenas más próximas a la de Vilanova (Vallès-Penedès y Tarragona-Barcelona) ha sido estudiada por Agustí *et al.*, 1990 y 1991; Cabrera *et al.*, 1991 y Bartrina *et al.*, 1992 en la zona de *onshore*; y por Stoekinger, 1976; García-Siñeriz *et al.*, 1978; Soler *et al.*, 1983; Johns *et al.*, 1989 y Clavell y Berástegui, 1991 en *offshore*. Sin embargo existen pocos trabajos previos sobre la geología

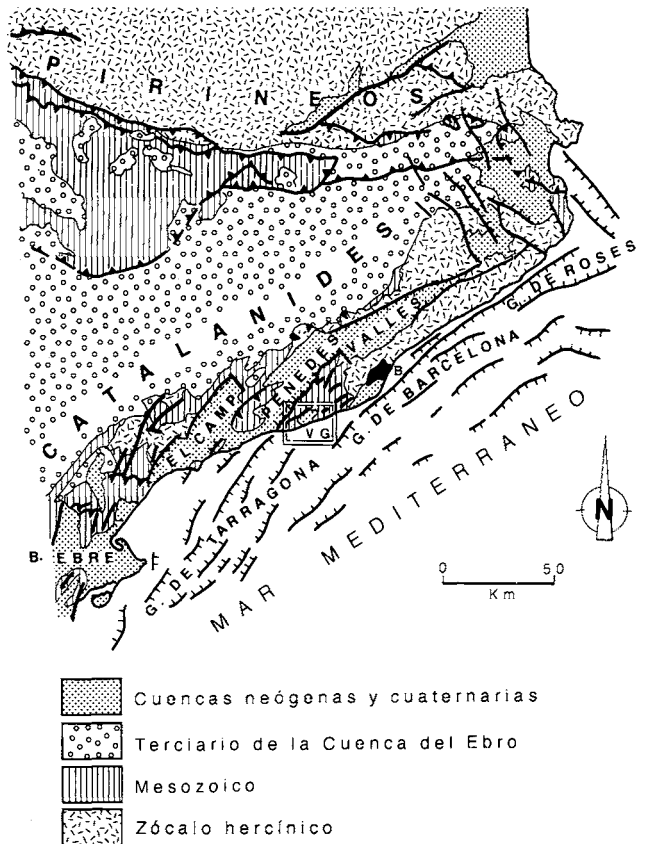


Figura 1. Esquema de situación de la Cuenca de Vilanova (área recuadrada) dentro del contexto geológico general de los Catalánides. B = Barcelona, VG = Vilanova i la Geltrú.

Figure 1. Geological sketch of the Catalan Coast Range and location of the Vilanova Basin. B = Barcelona, VG = Vilanova i la Geltrú.

de la Cuenca de Vilanova, limitándose éstos a los trabajos de carácter general de Almera y Bofill (1895); Almera (1897 y 98); Llopis (1943); Calzada (1969, 84 y 85); Golpe-Posse (1974); Magné (1978); Casas y Permanyer (1981-82) y Agustí *et al.* (1990 y 91).

METODOLOGÍA DE TRABAJO Y DATOS

Los datos de superficie obtenidos se concretan en la realización de una cartografía geológica a escala 1:10.000 y, cuando las condiciones de afloramiento lo han permitido, el levantamiento de perfiles estratigráficos, siempre parciales y desconectados entre sí. A pesar de estas limitaciones, la cartografía geológica realizada (Fig. 2) permite definir con precisión la extensión de la cuenca, así como la posición y naturaleza de sus límites.

En una zona como la que representa la Cuenca de Vilanova, con poco relieve y una importante acción an-

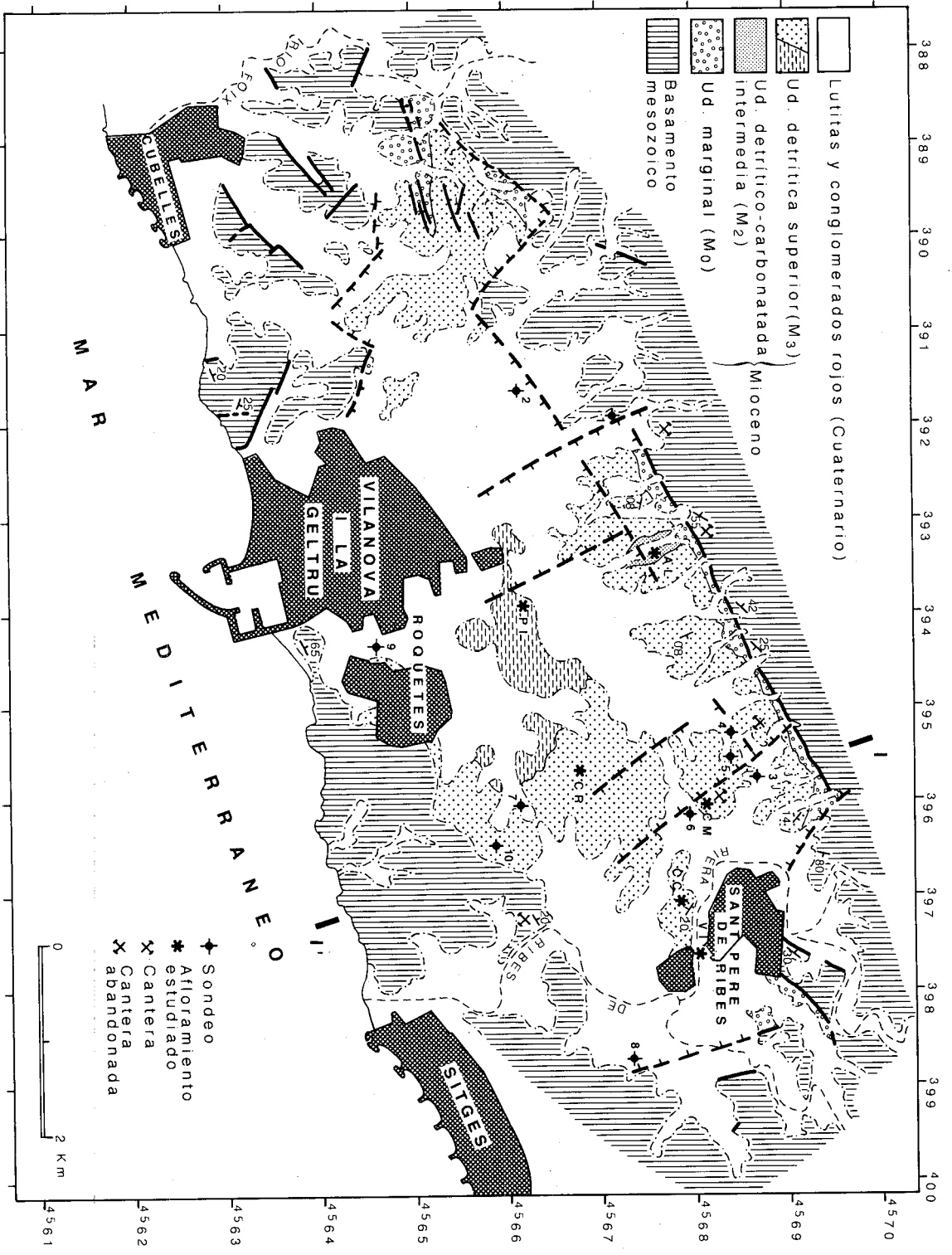


Figura 2. Esquema geológico de la Cuenca de Vilanova y posición de las localidades * citadas en el texto. AL = "Masía Alonso". CC = "Can Coll". CM = Cantera "Can Mestre". CR = Trinchera carretera C-246 entre Km 41 y 41,5. PI = "El Pinyol" y VI = "Los Viñedos".

Figure 2. Geological sketch of the Vilanova Basin and location of the borehole and outcrops * related in the text: AL = "Masía Alonso". CC = "Can Coll". CM = Cantera "Can Mestre". CR = Trinchera carretera C-246 entre Km 41 y 41,5. PI = "El Pinyol" y VI = "Los Viñedos".

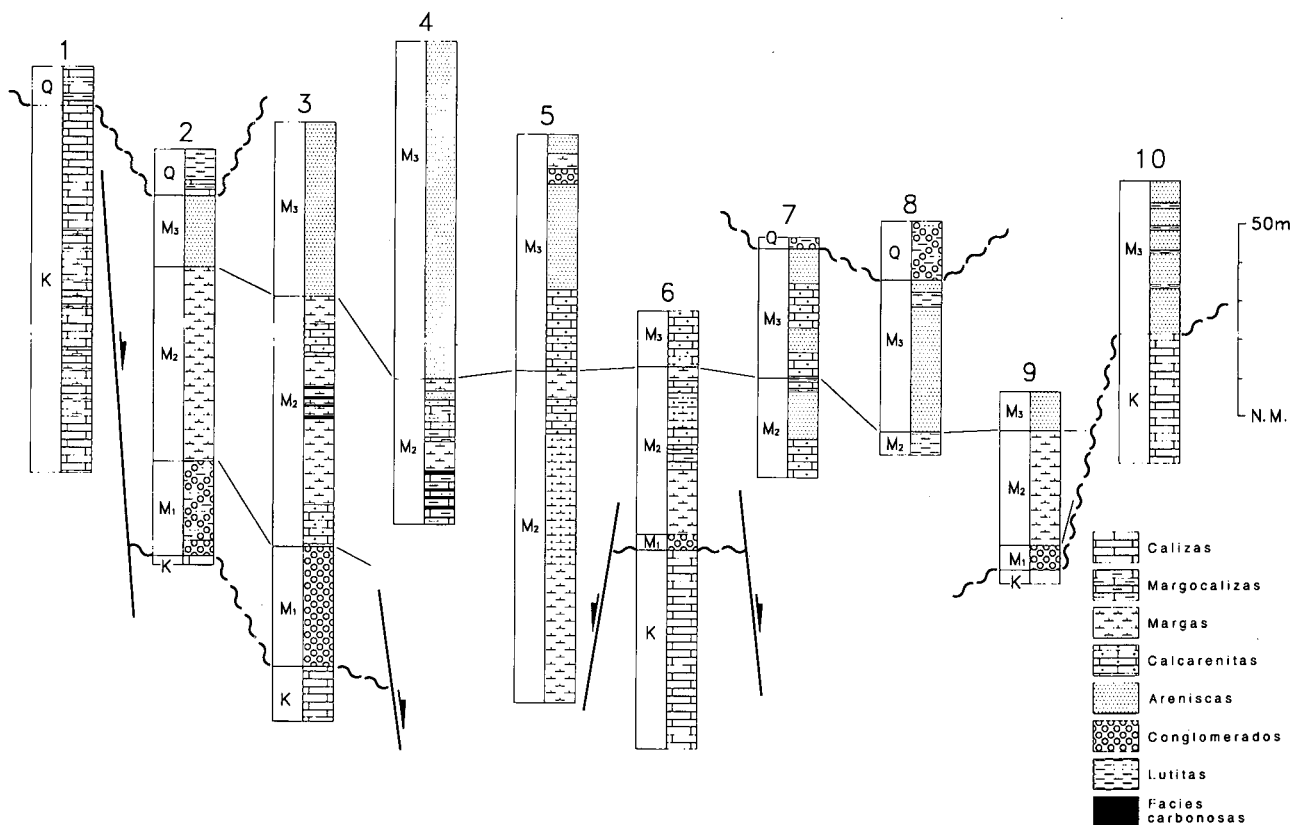


Figura 3. Columnas sintéticas de los sondeos utilizados en este trabajo. Ver situación en Fig. 2. K = basamento mesozoico. Mioceno: M₁ = Unidad conglomerática basal. M₂ = Unidad carbonatada intermedia y M₃ = Unidad detrítica superior. Q = Cuaternario. N.M. = Nivel del mar.

Figure 3. Borehole synthetic logs used. See location at Fig. 2. K = Mesozoic substratum. Miocene: M₁ = Basal Conglomeratic Unit. M₂ = Middle Carbonate Unit and M₃ = Upper Detritical Unit. Q = Quaternary. N.M. = Sea level.

trópica, los afloramientos existentes son escasos y de mala calidad, por lo que los datos de subsuelo son de vital importancia en el estudio de la geometría de la cuenca y de su relleno sedimentario. Para la realización de este trabajo nos hemos basado en el estudio de sondeos mecánicos y en la interpretación de las anomalías gravimétricas, lo que ha permitido determinar complementariamente la geometría del basamento.

Sondeos:

Hemos tenido acceso al inventario de pozos y sondeos de la Comisaría Hidrográfica del Pirineo Oriental. Diez de los sondeos disponibles se localizan dentro de la Cuenca de Vilanova y poseen una descripción litológica que permite su utilización en la interpretación de su relleno sedimentario. Las columnas de estos sondeos se representan de manera esquemática en la figura 3, y su posición queda indicada en el mapa geológico (Fig. 2). Algunos sondeos cortan total o parcialmente la serie miocénica hasta alcanzar el basamento mesozoico (sondeos

2, 3, 6, 9 y 10); en otros la sucesión miocénica no está presente, disponiéndose directamente los sedimentos cuaternarios sobre el sustrato mesozoico (sondeo 1) y un tercer grupo corta parcialmente la sucesión miocénica, sin llegar a alcanzar el basamento (sondeos 4, 5, 7 y 8).

Las características generales observables en el conjunto de los sondeos disponibles son la existencia de tres grupos o sucesiones litológicas claramente diferenciables entre sí (Fig. 3): una unidad conglomerática basal (M₁), una unidad detrítico-carbonatada intermedia (M₂) y una unidad detrítica superior (M₃), además de las lutitas rojas con conglomerados y costras carbonatadas atribuibles al Cuaternario (Q) y de las calizas micríticas con ocasionales pasadas margosas (K) que constituyen el basamento, generalmente de edad cretácica inferior.

Gravimetría:

Las cuencas sedimentarias están normalmente asociadas con anomalías gravimétricas negativas, debido al

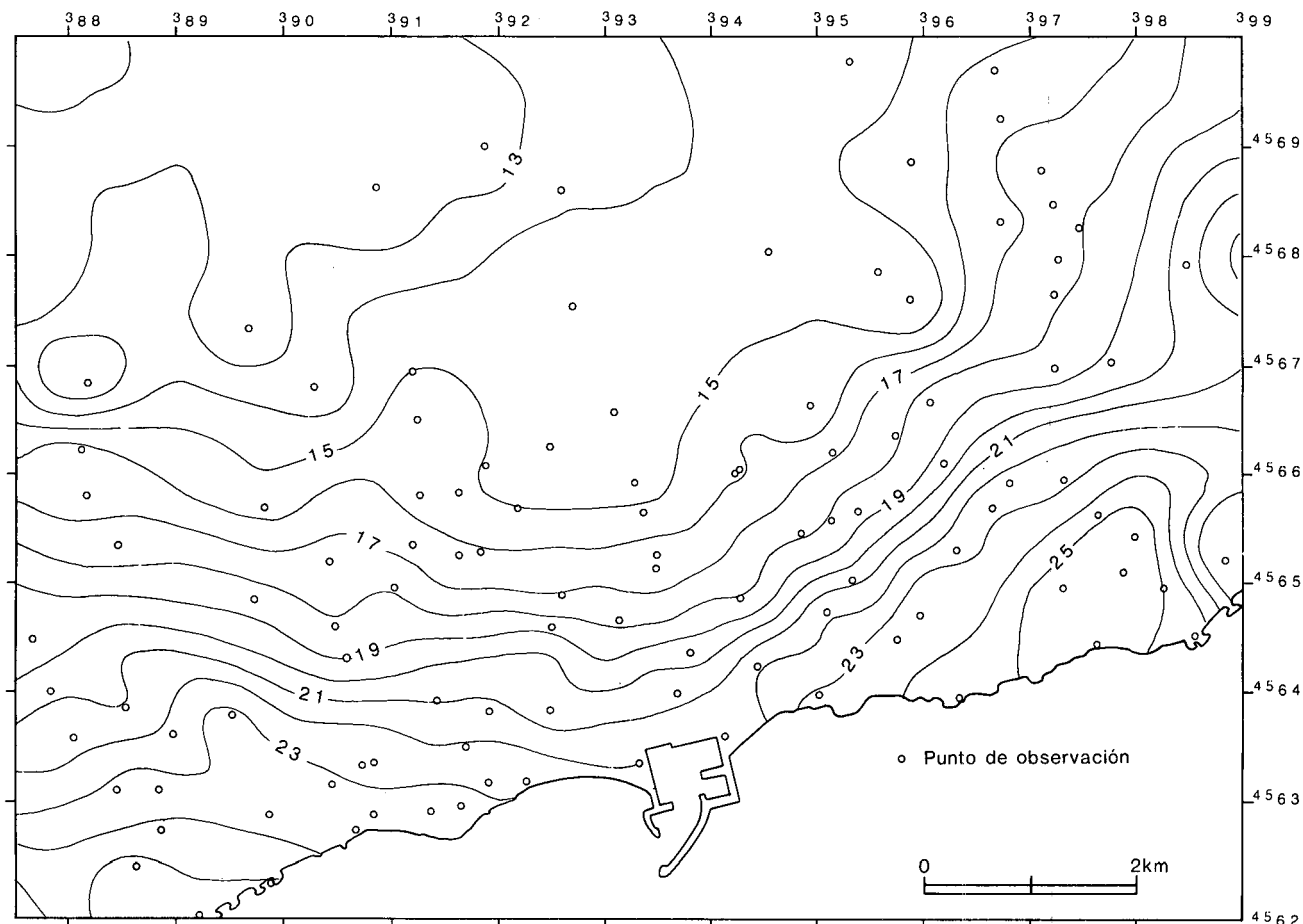


Figura 4.- Mapa de anomalías de Bouguer, con indicación de la posición de los puntos de medida (estaciones). Intervalo entre isolíneas = 1 mGal.

Figure 4.- Bouguer gravity anomalies map and location of the measurement points. Isoline intervals = 1 mGal.

déficit de masa que proporciona la baja densidad de los sedimentos que la rellenan en relación a la densidad de las rocas que constituyen los límites de la cubeta. Por este motivo, y por la sencillez y economía relativa de la prospección gravimétrica se seleccionó este método geofísico para definir la morfología del basamento de la Cuenca de Vilanova.

La mayor parte de los datos gravimétricos utilizados en la cartografía de las anomalías de Bouguer de la Cuenca de Vilanova se han obtenido específicamente para este estudio, aunque obviamente se ha contado con las estaciones e infraestructura de redes de bases preexistentes (Casas *et al.*, 1986). En total, se ha dispuesto de 110 estaciones (Fig. 4) repartidas sobre una superficie de 78 km², lo que representa una cobertura media de 1,5 estaciones por km². Las medidas se han realizado con un gravímetro Lacoste & Romberg modelo G de 0,01 mGal de sensibilidad, mediante el clásico sistema de ciclos con

apertura y cierre diario en la misma base para corregir las variaciones temporales (deriva instrumental y efecto luni-solar). Todas las estaciones están referidas al International Gravity Standardization Net de 1971, mientras que para el cálculo de la gravedad teórica sobre el elipsoide de referencia se ha utilizado el Geodesic Reference System de 1967.

El posicionamiento de las estaciones se ha efectuado a partir de la cartografía topográfica a escala 1:10.000 y la determinación de las cotas altimétricas se ha obtenido por altimetría barométrica de 0,1 m de sensibilidad, con corrección de las variaciones temporales de la presión atmosférica a partir del registro continuo con un barómetro fijo, de la misma precisión, situado en la base.

La corrección topográfica se ha calculado automáticamente, mediante tres modelos digitales del terreno de

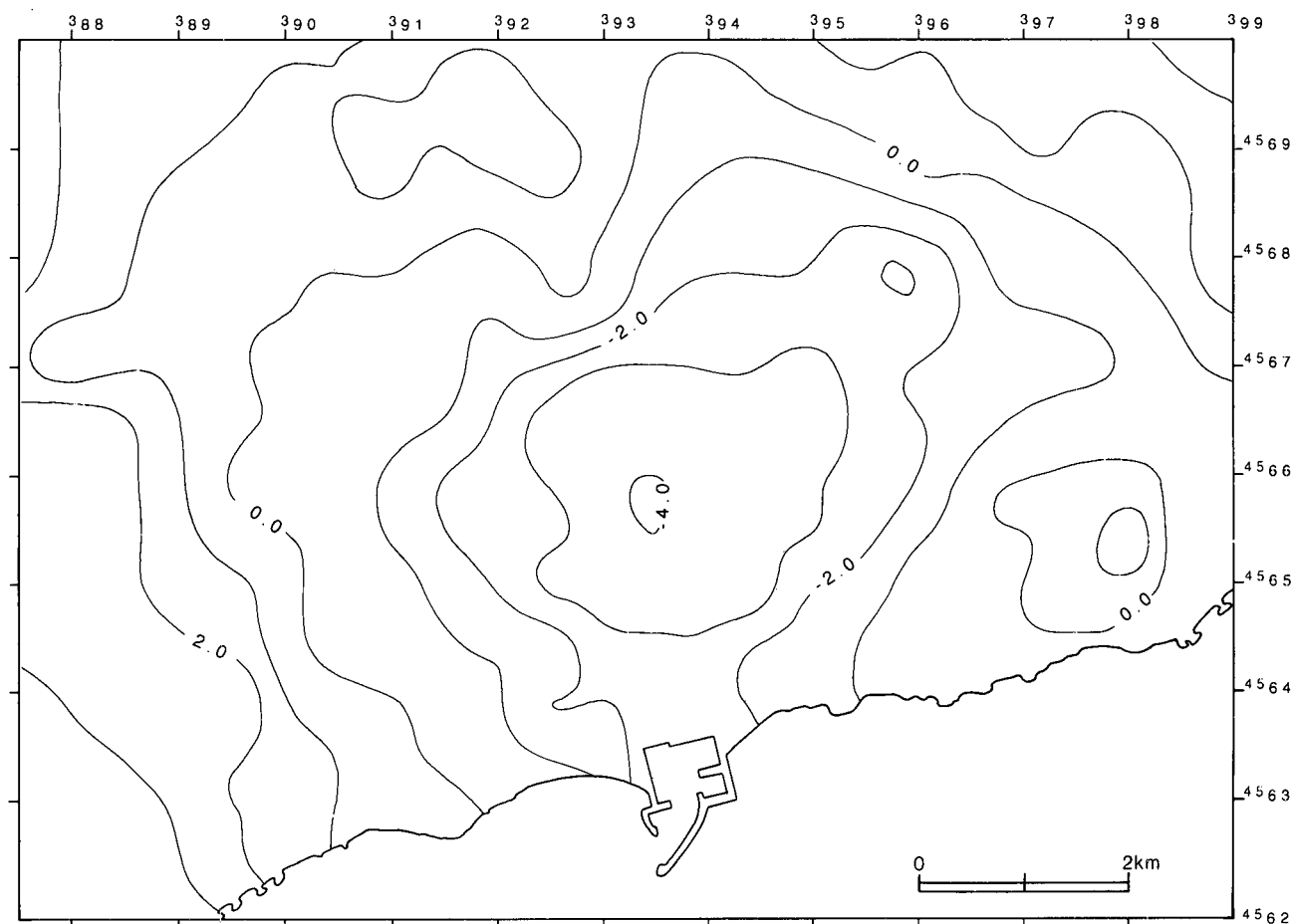


Figura 5. Mapa de anomalías gravimétricas residuales obtenido tras la sustracción de la tendencia regional. Intervalo entre isolíneas = 1 mGal.

Figure 5. Residual gravity anomalies map. Isoline intervals = 1 mGal.

diferente resolución; uno de 50 m de malla para la corrección próxima (hasta 1,5 km), otro de 1 km de malla para la corrección media (hasta 22 km) y un tercer modelo de 3 x 5 minutos de grado para la corrección lejana (hasta 167 km).

La anomalía de Bouguer en cada punto se ha calculado tomando una densidad de reducción de $2,45 \text{ g/cm}^3$, que se considera la más representativa de los valores de densidad de las formaciones geológicas aflorantes en la Cuenca de Vilanova. La precisión en el cálculo de los valores de anomalía de Bouguer depende de la precisión con que se hayan determinado cada una de las variables que intervienen en el cálculo. Considerando que la principal fuente de error proviene de la determinación de la cota topográfica, que se estima inferior a $\pm 0,5 \text{ m}$, ésta produce un error máximo de 0,1 mGal. Por tanto, la acumulación de errores por todos los conceptos no supera los 0,2 mGal. El mapa de anomalías de Bouguer se

ha trazado con un intervalo entre isolíneas de 1 mGal a partir de los valores interpolados a una matriz de $0,5 \times 0,5 \text{ km}$.

El mapa de las anomalías de Bouguer (Fig. 4) presenta una variación desde un valor mínimo de 12 mGal en el extremo NO hasta un máximo de 25 mGal en el SE. Esta variación es el reflejo de una tendencia regional consecuencia del adelgazamiento de la corteza desde el interior hacia la línea de costa. Para filtrar este efecto regional, y destacar la influencia de las anomalías residuales superpuestas, se ha sustraído la tendencia regional asimilada a un plano y cuyos coeficientes han sido determinados mediante un ajuste por mínimos cuadrados.

El mapa de anomalías residuales de la Cuenca de Vilanova (Fig. 5) muestra la existencia de un mínimo gravimétrico que se extiende en dirección NE-SO siguiendo la estructura general de la cuenca. El mínimo

más acusado está centrado a unos 2,5 km al N del puerto de Vilanova y alcanza un valor de -4,64 mGal.

CONFIGURACIÓN DEL SUSTRATO PRENEÓGENO

A partir de la cartografía geológica (Fig. 2) se deduce que la Cuenca de Vilanova se configura como una depresión alargada en dirección NE-SO de dimensiones aproximadas de 11 x 4 km. Su límite noroccidental queda claramente determinado por una falla normal que pone en contacto los materiales miocénicos con las calizas y calcarenitas del Valanginiense-Aptiense (Cretácico Inferior).

Los límites nororiental y suroccidental son los más irregulares, y quedan definidos mediante una disconformidad por la que los materiales cuaternarios que colmatan la cuenca se superponen discordantemente sobre el basamento mesozoico; no obstante, estos límites deben de poseer un fuerte control tectónico mediante el sistema de fallas normales de dirección NO-SE.

El límite suroriental viene definido bien por la actual línea de costa, o bien por una discordancia con superficie de abrasión marina, mediante la que los sedimentos litorales del Mioceno se superponen al basamento mesozoico, tanto Cretácico Inferior como Jurásico.

A partir del mapa de anomalías gravimétricas residuales (Fig. 5) se ha determinado la morfología del zócalo de la cuenca mediante un proceso de inversión automática en 3D. La modelización se ha realizado considerando la cuenca compartimentada en prismas de base cuadrada y altura variable en cada interacción hasta obtener una adecuada aproximación entre la anomalía experimental y la teórica del modelo, de forma análoga al clásico método propuesto por Cordell y Henderson (1968), pero incorporando el efecto de la variación de la densidad en profundidad.

En general, la variación de la densidad de los sedimentos de una cuenca sedimentaria aumenta en función de la profundidad como consecuencia de la compactación, con la correspondiente disminución de la porosidad, alcanzando a veces densidades muy próximas a las del basamento en cuencas sedimentarias profundas. La variación de la porosidad de las rocas sedimentarias con la profundidad puede asimilarse (Athy, 1930) a una función exponencial del tipo:

$$\Phi(z) = (1 - \Phi_0) e^{-kz}$$

donde $\Phi(z)$ es el valor de la porosidad a una cierta profundidad z , Φ_0 es el valor de la porosidad en superficie y k es el coeficiente exponencial de decrecimiento.

Por tanto, análogamente el valor de la densidad en profundidad vendrá dado por:

$$\rho(z) = (1 - \Phi_0) e^{-kz} \rho_g + \Phi_0 e^{-kz} \rho_w$$

donde ρ_g es el valor de la densidad de los granos y ρ_w es el de la densidad del fluido intersticial.

Si la densidad varía con la profundidad, ésta puede aproximarse por una función matemática de tipo cuadrático

$$d\rho(z) = a_0 + a_1 z + a_2 z^2$$

donde z representa la profundidad.

Debido a la ausencia de sondeos profundos en la zona y a la dificultad de poder contar con muestras inalteradas en las que determinar las variaciones de densidad en profundidad, se ha optado por obtener los coeficientes de la parábola mediante el ajuste por regresión a partir del registro de densidades del sondeo Martorell-1, emplazado en la contigua Depresión del Vallès, dando como resultado:

$$a_0 = 2,39 \quad a_1 = 0,120 \quad a_2 = -0,012$$

La densidad del basamento mesozoico de la cuenca se ha fijado en 2,70 g/cm³ en función del valor medio de un conjunto de determinaciones experimentales obtenidas en muestras de diferentes afloramientos.

Para la interpretación tridimensional del mapa de anomalías residuales de la Cuenca de Vilanova se ha utilizado una variación del programa de Rao y Babu (1991), que incorpora como restricciones al modelo la posibilidad de dejar prismas inactivos en las zonas donde aflora el basamento y fijar la profundidad en las zonas donde la profundidad es conocida por sondeos mecánicos.

La estimación inicial de la profundidad de cada prisma se realiza teniendo en cuenta solamente el término independiente de la función cuadrática de la variación de la densidad en profundidad

$$z(i, j) = \frac{g_{\text{exp}}(i, j)}{2\pi\gamma a_0}$$

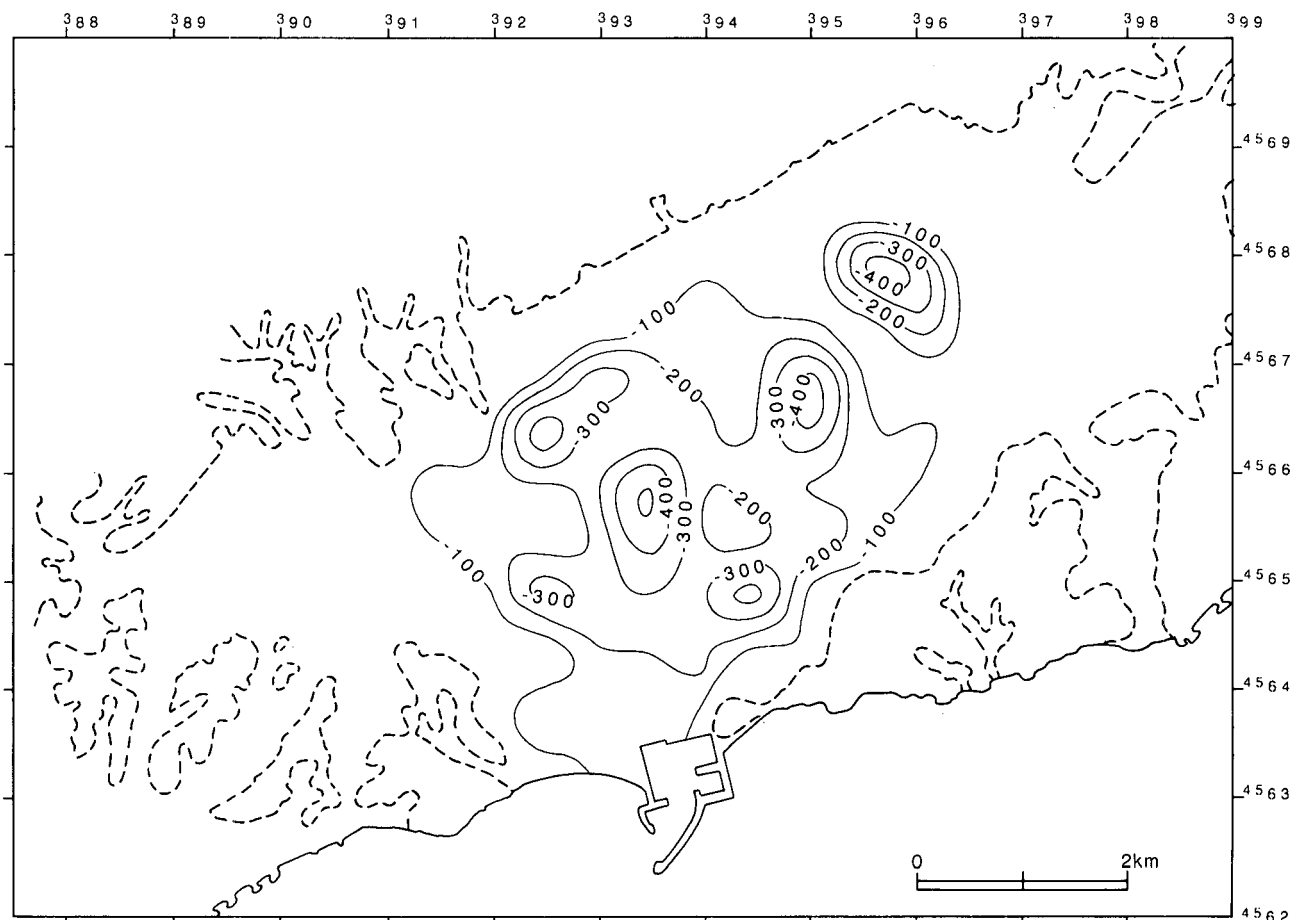


Figura 6. Mapa de isobatas del basamento referidas al nivel del mar, calculadas mediante la modelización 3D de las anomalías residuales utilizando un contraste de densidad variable en profundidad. Intervalo entre isolíneas = 100 m. La línea gruesa discontinua representa el límite del afloramiento del basamento mesozoico.

Figure 6. Basement deep map refer to the sea level obtained from the residual gravity map by a 3D modeling with deep variable density contrast. Isoline intervals = 100 m. Thick dashed line represents the substratum boundary outcrop.

donde g_{exp} es la anomalía residual en el prisma considerado, g es la constante de gravitación universal y a_0 es el término independiente de la función cuadrática de aumento de la densidad en profundidad.

Una vez calculada la anomalía teórica del modelo inicial, el programa iterativamente modifica la profundidad de cada prisma hasta conseguir la convergencia entre las anomalías teóricas y las experimentales, lo que se consigue normalmente en menos de 10 iteraciones. La modificación de la profundidad de cada prisma se realiza en base a la discrepancia entre las anomalías experimental y teórica del modelo (g_{teor}).

$$dz(i, j) = \frac{g_{exp}(i, j) - g_{teor}(i, j)}{2\pi\gamma a_0}$$

El resultado final del proceso iterativo es el mapa de isobatas del basamento, referidas al nivel del mar, de la figura 6, donde se pone de manifiesto la complejidad estructural de la cuenca, que está compartimentada en bloques alguno de los cuales puede sobrepasar los 400 m de profundidad.

El efecto gravimétrico de cuencas con sedimentos compactados tiende a producir un perfil gravimétrico relativamente suave, que refleja principalmente la distribución de las unidades estratigráficas más jóvenes, enmascarando la estructura en bloques del basamento. Contrariamente, la inversión de las anomalías gravimétricas utilizando un contraste de densidad decreciente en profundidad da lugar a modelos que presentan importantes variaciones en la topografía del límite inferior.

ESTRATIGRAFÍA Y RELLENO SEDIMENTARIO

La estratigrafía de los materiales que rellenan la Cuenca de Vilanova se ha establecido principalmente a partir de los datos de sondeos, y solamente en los tramos superiores de la serie estratigráfica se ha podido contar con observaciones de afloramientos. El análisis conjunto de la cartografía geológica (Fig. 2), los sondeos (Fig. 3) y los afloramientos nos permite establecer una estratigrafía constituida por las siguientes cuatro unidades: una unidad (M_0) no observable en los sondeos, pero sí en la cartografía geológica, que constituye una Unidad Marginal relacionada con las fallas que limitan la cuenca y las tres unidades citadas en el apartado de sondeos (M_1 , M_2 y M_3), además de los materiales cuaternarios (Q).

En el relleno sedimentario puede reconocerse la existencia de, al menos, dos discontinuidades sedimentarias, que representan sendos *gaps* en la sedimentación, y que constituyen los límites inferior y superior de la sucesión miocénica (Fig. 3), no descartándose la posibilidad de la existencia de otras discontinuidades. El límite inferior es una superficie erosiva desarrollada sobre los materiales mesozoicos del Cretácico Inferior, aunque localmente puede afectar hasta el Jurásico, y sobre la que se dispone onlapantemente la serie miocénica. Este límite está claramente afectado por las fallas normales que delimitan la cuenca. El límite superior lo constituye otra superficie erosiva, afectada en menor medida por fallas normales. Afecta tanto a la sucesión miocénica como a la mesozoica, y sobre ella se disponen discordantemente los sedimentos cuaternarios.

Unidad Marginal (M_0)

Se trata de un conjunto de brechas monogénicas con tamaño de sus clastos variable entre *pebble* y *boulder*. Sus componentes son exclusivamente fragmentos de rocas carbonatadas mesozoicas directamente relacionados con la litología del basamento. La matriz está constituida por arenas y calcisiltitas amarillas y más localmente por lutitas rojizas, siendo su proporción muy variable, desde prácticamente inexistente hasta muy abundante. Cuando la matriz arenoso-lutítica es escasa, las brechas están bien cementadas y presentan el mismo color gris que las rocas mesozoicas que forman sus clastos, mientras que cuando la matriz se hace más abundante, las brechas son más inconsolidadas y presentan un color amarillento o rojizo según los casos. No se ha observado la existencia de fósiles marinos entre la matriz, así como tampoco per-

foraciones ni incrustaciones, debidas a organismos, afectando a los clastos.

Cartográficamente se observa como esta unidad se asocia directamente a las fallas que delimitan la cuenca (Fig. 2), constituyendo una unidad cuyo origen debe asociarse a la acción de dichas fallas. El hecho de que no haya sido reconocida en ninguno de los sondeos disponibles hace que no conozcamos su geometría en profundidad. Sin embargo, su mecanismo genético nos hace suponer que constituye cuerpos adosados al plano de falla que deben extenderse en toda la profundidad de la cuenca.

La edad de esta unidad no puede establecerse mediante criterios paleontológicos, pero sí regionales, debiéndose extender a todo el rango de acción de las fallas, lo que como mínimo debe incluir el Serravaliense, no pudiéndose descartar edades más antiguas ni localmente más jóvenes.

Unidad Conglomerática Basal (M_1)

La unidad M_1 no ha sido reconocida en afloramiento, limitándose su conocimiento al aportado por los sondeos. Litológicamente está constituida por conglomerados poco consolidados con matriz lutítica roja más o menos abundante. No poseemos ninguna descripción acerca de la petrología de sus clastos.

La sedimentación de esta unidad debe relacionarse con la implantación, en un medio continental, de pequeños abanicos aluviales, muy localizados y relacionados con los relieves creados por las fallas que dieron origen a la cuenca.

Geométricamente forma un cuerpo que se acuña hacia el borde meridional de la cuenca (Fig. 7), no llegándose a cortar en el sondeo más próximo al borde suroccidental (sondeo 10), mientras que sus máximas potencias (hasta 32 m) se registran en los sondeos más próximos al borde noroccidental de la cuenca (sondeos 2 y 3). Se desconoce la relación geométrica entre esta Unidad y la Unidad Marginal (M_0).

No disponemos de ningún dato paleontológico que nos permita datar esta Unidad. Los materiales litológicamente similares que, en un contexto equiparable se han reconocido tanto en el Vallès-Penedès como en las fosas de Barcelona y Tarragona, son atribuidos por Cabrera *et al.* (1991) al Aquitaniense-Burdigaliense Inferior. Estos

autores asocian estos depósitos al inicio de la fase extensiva que dio origen a las principales fosas anteriormente citadas.

Ante la ausencia de cualquier argumento cronoestratigráfico, caben dos posibilidades: Por una parte que el desarrollo de la Cuenca de Vilanova fuese coetáneo con el de las grandes fosas vecinas, en cuyo caso, los sedimentos detríticos continentales (M_1) deben ser atribuidos al Aquitaniense-Burdigaliense Inferior. Por otra parte, es posible que el desarrollo de la Cuenca de Vilanova fuese posterior al de las fosas del Vallès-Penedès, Barcelona y Tarragona, en cuyo caso la Unidad (M_1) podría ser más joven. En favor de esta última hipótesis está el hecho de que en la Cuenca de Vilanova no ha sido reconocida en los sondeos ninguna discontinuidad estratigráfica entre esta Unidad y las superiores, así como tampoco ha sido reconocida la existencia de sedimentos langhienses, si bien su posible existencia no es totalmente descartable. Por todo ello, y teniendo en cuenta las limitaciones expuestas, creemos como más probable que la Unidad Conglomerática Basal (M_1) registre la sedimentación continental durante el Serravaliense Inferior, o incluso Langhiense Superior, en una fase extensiva previa a la instalación de los medios marinos-transicionales serravalienses en la cuenca.

Unidad detrítico-carbonatada intermedia (M_2)

Esta unidad ha sido reconocida principalmente mediante sondeos, aunque localmente puede observarse aflorante en las proximidades de la masía Alonso y en un pozo manual realizado en la finca "Los Viñedos" (Calzada, 1984) (AL y VI respectivamente en Fig. 2).

La unidad M_2 está constituida principalmente por margas grises masivas, ricas en materia orgánica; ocasionalmente intercalan nivelillos carbonosos, además contiene intercalaciones poco potentes de calizas y margocalizas. Contiene abundantes restos fósiles tanto continentales como marinos.

Calzada (1984) describe la sucesión vertical reconocida en el pozo "los Viñedos", a la que subdivide en tres tramos: un tramo inferior lacustre del que sólo se han podido observar los cuatro metros superiores; un tramo carbonoso intermedio con fauna lacustre salobre y unos 15 m de potencia y un tramo superior de unos 12 m de potencia de calizas y margas con fauna marina. La unidad, pues, registra la sedimentación en un medio lacustre continental que progresivamente, hacia techo, evoluciona a condiciones salobres y marinas litorales.

El tramo inferior está constituido por calizas lacustres de color blanco a beige, muy porosas y finamente estratificadas. Contienen abundantes restos de gasterópodos lacustres, entre los que Calzada (1989-90) cita la presencia de *Granulolabium bicinctum catalaunicum* (ALMERA y BOFILL) e *Hydrobia cubillensis* (ALMERA y BOFILL), así como (Calzada, 1984) restos de *Ammicythere* sp. y fragmentos óseos inclasificables de mamíferos.

El tramo carbonoso intermedio está constituido por margas que progresivamente hacia techo pasan a margocalizas y finalmente calizas; todas estas litologías se presentan bien estratificadas e internamente laminadas. Característicamente todo el tramo contiene abundantes nivelillos poco potentes de carbón y/o facies carbonosas; el intervalo de margocalizas también incluye finas pasadas de microconglomerados. El tramo carbonoso intermedio contiene abundantes gasterópodos lacustres, entre los que Calzada (1989-90) cita la presencia de *Megalotachea turonensis* (DESHAYES) y *Gyalurus* (G.) *trochiformis applanatus* (THOMAE), así como (Calzada, 1984) *Hydrobia* sp., *Lymnaea* sp. y *Potamides* sp. entre los gasterópodos, así como restos de peces teleósteos, ofidios, *Prolagus* sp. y *Galeryx socialis* (VON MEYER).

El tramo superior está constituido por unos 10 m de margas de color gris claro coronadas por unos 2 m de calizas detríticas amarillentas con abundantes granos de cuarzo y fragmentos de conchas de bivalvos. El tramo superior se caracteriza por contener ya una fauna francamente marina, entre la que Calzada (1984 y 1985) reconoce la presencia de *Thracia dollfusi viai* (CALZADA), *Milta benardiana catalaunica* (ALMERA y BOFILL) y *Scilla batalleri* VIA, en los niveles margosos inferiores y de *Crassostrea gryphoides* SCHOLTHEIM en el nivel calizo superior.

Geoméricamente, la Unidad detrítico-carbonatada intermedia también muestra un claro acuífamiento hacia el sur (Fig. 7). Su potencia máxima, que supera los 86 m, se registra en el sondeo 5, localizado próximo al borde noroccidental de la cuenca, mientras que en el sondeo 10, próximo al límite suroriental de la cuenca, esta unidad no aparece registrada. Además de este acuífamiento en dirección SE, existen importantes variaciones de su potencia, posiblemente relacionadas con un control tectónico ejercido mediante la acción sinsedimentaria de las fallas. En efecto, se observa un cambio brusco de potencia de la unidad M_2 en dirección NE-SO entre el sondeo 3 (unos 60 m) y el mencionado sondeo 5, distante sólo unos 250 m (ver figs. 2 y 3), donde supera los 86 m, sin que llegue a alcanzarse su base.

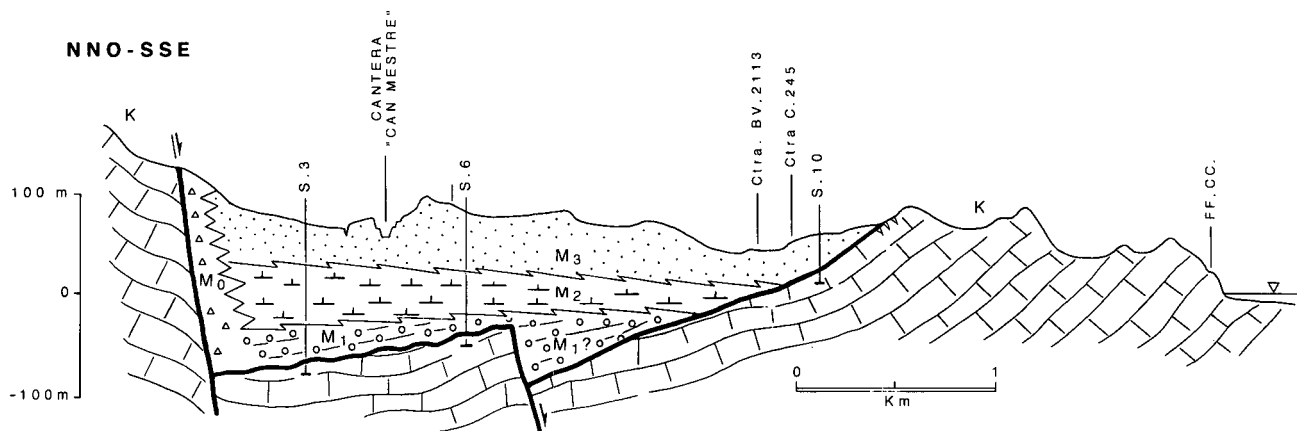


Figura 7. Corte geológico transversal de la Cuenca de Vilanova. Ver localización en Fig. 2. Exageración vertical (x5).

Figure 7. Geological cross-section through Vilanova Basin. See location at Fig. 2. Vertical exaggeration (x5)

Unidad detrítica superior (M_3)

Esta unidad puede reconocerse tanto por sondeos como en afloramiento, y está constituida por sedimentos terrígenos y terrígeno-carbonatados medios a finos que constituyen dos conjuntos litológicos claramente diferenciables: uno de granulometría gruesa, predominantemente arenas, y otro de granulometría fina, predominantemente limolitas y calcisiltitas. Los materiales gruesos (arenas) de la unidad M_3 no siempre se han reconocido en los sondeos, y alcanzan su máxima potencia en el sondeo n° 4, donde se han cortado hasta 86 m de arenas. Afloran en buenas condiciones en la cantera de Can Mestre y en menor medida en los accesos a Can Coll (CM y CC respectivamente en Fig. 2). Los materiales más finos (calcisiltitas y limolitas) tampoco están siempre presentes en los sondeos, alcanzado su máxima potencia hacia la parte central de la cuenca, donde afloran ampliamente (localidades PI y CR en Fig. 2).

Las arenas, que constituyen la litología dominante del tramo de mayor granulometría, están bien seleccionadas y sus principales componentes son granos de cuarzo y escasos feldespatos. En general son masivas, aunque en ocasiones presentan laminaciones cruzadas de gran escala. Se observan indicios de bioturbación y contienen tanto restos fósiles marinos como continentales, entre los que Calzada (1969) cita la existencia de mamíferos, quelonios, cocodrílidos, peces, gasterópodos, bivalvos y crustáceos. Este tramo arenoso intercala niveles conglomeráticos poco potentes constituidos por cantos de carbonatos mesozoicos, así como de cuarzo y rocas ígneas y metamórficas del paleozoico en los niveles basales. Los cantos paleozoicos se van haciendo más escasos ha-

cia el techo de la serie, de tal manera que en los niveles conglomeráticos superiores solamente están presentes cantos de carbonatos jurásicos y cretácicos. Hacia la parte superior de la serie abundan niveles calcareníticos y bancos de ostras, con predominio de *Ostrea gingensis* SCHLT. var. *crassissima* LAMARK.

Las limolitas y calcisiltitas que constituyen el tramo de menor granulometría se encuentran frecuentemente bioturbadas y en ellas son muy abundantes los burrows. Estos sedimentos incluyen también fauna marina, aunque más escasa, constituida por pectínidos y foraminíferos bentónicos de carácter restringido (*Ammonia* sp., *Elphydium* sp. y *Florilus* sp.).

Los materiales de la unidad M_3 representan la sedimentación, predominantemente terrígena, en una plataforma marina incluyendo facies de playa y de plataforma restringida.

La relación espacial entre los dos grupos litológicos que componen la unidad M_3 no está claramente definida. No obstante pensamos que debe tratarse de un cambio lateral de facies, situándose las facies de mayor granulometría en los bordes de la cuenca y las más finas hacia el centro. En algunos sondeos parece observarse una cierta interdigitación entre ambos tipos de litologías. Los sondeos que solamente cortan la sucesión arenosa, se localizan en las posiciones de mayor marginalidad dentro de la cuenca.

Esta unidad se superpone sobre la M_2 (sondeos 2 a 9) o directamente sobre el basamento mesozoico (sondeo 10), de donde se deduce su carácter expansivo sobre la unidad detrítico-carbonatada (M_2).

Bioestratigrafía

Dos yacimientos paleontológicos han proporcionado microfauna de mamíferos bioestratigráficamente significativa dentro de la Cuenca de Vilanova: las localidades "Los Viñedos" y "Sant Pere de Ribes 1". Además, los limos amarillos de "El Pinyol" han proporcionado foraminíferos planctónicos.

La localidad "Los Viñedos" (VI en Fig. 2) se sitúa estratigráficamente en la parte superior-media de la unidad M₂, y ha proporcionado la siguiente asociación:

Galerix socialis
Pararuscinomys lavocati (FREUDENTHAL)
Megacricetodon crusafonti (FREUDENTHAL)
Muscardinus hispanicus
Prolagus aff. *oeningensis*

Pararuscinomys lavocati fué definido en la localidad de Sant Quirze, en el Vallès-Penedés y ha sido también citada en los niveles inferiores de la serie de Hostalets de Pierola en el Penedès (localidad de Can Mata). Sin embargo, hasta ahora había aparecido asociada a *Megacricetodon ibericus* y no a *M. crusafonti*. *M. crusafonti*. Fue inicialmente citada en la Cuenca de Calatayud-Daroca, en niveles bioestratigráficamente anteriores al Aragoniense superior del Vallès-Penedés. Por tanto, la asociación encontrada en "Los Viñedos" es nueva para las cuencas del Nordeste Ibérico y se sitúa por debajo de los niveles con *Megacricetodon ibericus* del Complejo Continental Superior del Vallès-Penedés. Su edad debe atribuirse al Aragoniense Superior (MN 7 de Agustí y Moyà-Solà, 1991).

La asignación bioestratigráfica del yacimiento de "Los Viñedos" ha sido problemática desde antiguo, habiendo sido atribuido sucesivamente al Tortoniense (Almera y Bofill, 1895 y Calzada, 1984), al Langhiense (Calzada, 1985) y al Burdigaliense (Calzada, 1989-90).

La localidad de "Sant Pere de Ribes 1" se localiza en un nivel de lutitas ya desaparecido, dentro de la cantera de Can Mestre (CM en Fig. 2), estratigráficamente perteneciente a la unidad M₃. Esta localidad ha librado un primer molar superior de *Renzimys bilobatus* LACOMBA. A pesar de su precariedad, este material es suficientemente significativo como para permitir atribuir el mencionado nivel al Aragoniense superior o bien a la base del Vallesiense. En la localidad tipo (Molina de Aragon; Lacomba, 1988), *Renzimys bilobatus* aparece asociado a una microfauna similar a la del Vallesiense inferior de

Nombrevilla, con *Megacricetodon ibericus* e *Hispanomys nombrevillae*. Sin embargo, dado que en la citada localidad no se encontraron restos de macromamíferos, no se puede excluir su inclusión en el Aragoniense superior, como ocurre con los niveles sin *Hipparion* de Hostalets de Pierola, en la Cuenca del Vallès-Penedés. En favor de una edad todavía Aragoniense superior milita el hecho de que en la misma cantera fueron descritos diversos restos de macrofauna, entre los que no se encuentra *Hipparion* y que pueden ser atribuidos al Aragoniense superior (Santafé, 1978). Su edad debe atribuirse al Aragoniense Superior (MN 8) o Vallesiense basal (MN 9).

En base al estudio de los vertebrados, Golpe-Posse (1974) atribuye a la localidad de "Sant Pere de Ribes 1" una edad Vindoboniense superior (Mioceno Superior)

La posición bioestratigráfica de la asociación de "Los Viñedos" (MN 7) es ligeramente más antigua que la reconocida en "Sant Pere de Ribes 1" (MN 8 o MN 9). Los tres niveles de mamíferos son correlacionables con el Serravaliense (Agustí y Moyà-Solà, 1991), pudiendo llegar hasta la base del Tortoniense.

El muestreo sistemático de los limos y calcisiltitas de la unidad M₃, tendente a la obtención de foraminíferos plantónicos, ha resultado negativo excepto en el afloramiento de "El Pinyol" (PI en Fig. 2), donde el levigado de una muestra (PR.12) ha proporcionado algún ejemplar de *Praeorbulina glomerosa curva*, que define la biozona N-8 atribuible al Langhiense. Este dato entra en contradicción con los datos bioestratigráficos aportados por los vertebrados presentes tanto en esta misma unidad (M₃) como en la infrayacente (M₂). A pesar de que los foraminíferos plantónicos no presentan indicios de retrabajamiento, su significativa escasez nos hace pensar que los ejemplares de *Praeorbulina glomerosa curva*, reconocidos en "El Pinyol" deben de ser ejemplares resedimentados.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir del estudio conjunto de datos de superficie y subsuelo, podemos determinar que la Cuenca de Vilanova es una cuenca distensiva neógena que presenta una disposición elongada en dirección NE-SO y controlada por dos sistemas de fallas normales: el principal, de dirección NE-SO a ENE-OSO y otro asociado, aproximadamente ortogonal, de dirección NO-SE. La estructura general de la cuenca es la de un semigraben cuya falla principal, de dirección ENE-OSO, constituye

su límite noroccidental. La presencia de otras estructuras en disposición ortogonal a la principal complica este dispositivo, resultando una estructuración en bloques del basamento, lo que la configura como formada por un conjunto de subcuencas que individualmente pueden sobrepasar los 400 m de profundidad (Fig. 6).

A partir de los datos gravimétricos aportados se ha llegado a un mayor grado de resolución sobre la estructura del basamento en comparación con estudios previos (Soler y Trilla, inéd.). La modelización gravimétrica 3D utilizando un contraste de densidades variable en profundidad ha permitido obtener este grado de resolución, no factible de alcanzar mediante los modelos clásicos 2D.

El relleno sedimentario de la Cuenca de Vilanova ha sido subdividido en cuatro unidades litoestratigráficas informales. Una de ellas (M_0) constituye un complejo marginal genéticamente relacionado con la actividad de las fallas normales que delimitan la cuenca, mientras que las otras tres (M_1 , M_2 y M_3) constituyen una secuencia, limitada por discontinuidades, y que de base a techo muestra una progresiva variación desde medios continentales aluviales hasta marinos litorales y de plataforma restringida, constituyendo cuerpos de geometría en cuña que se adelgazan y expanden hacia el límite SE de la cuenca.

A partir del contenido paleomastológico reconocido en los sedimentos que rellenan la Cuenca de Vilanova, podemos asignar una edad Serravaliense al menos a las dos unidades superiores (M_2 y M_3). Estos datos entran en contradicción con las aportaciones bioestratigráficas realizadas por autores precedentes sobre los yacimientos de "Los Viñedos", perteneciente a la unidad detrítico-carbonatada intermedia (M_2), y "Sant Pere de Ribes 1", de la Unidad detrítica superior (M_3). Así, Almera y Bofill (1895) y Calzada (1984) asignan una edad Tortoniense a la asociación de gasterópodos por ellos descrita en "los Viñedos"; posteriormente este último autor (Calzada, 1985) describe una nueva subespecie (*T. dollfusi viai*) entre los bivalvos reconocidos en el mencionado yacimiento, atribuyendo una edad Langhiense a los niveles marinos más altos de "Los Viñedos". Finalmente, Calzada (1989-90) atribuye la asociación de gasterópodos lacustres de los niveles inferiores y medios de "Los Viñedos" al Burdigaliense. La fauna de mamíferos del yacimiento de "Los Viñedos" por nosotros descrita en este trabajo ha sido recolectada dentro de los niveles lacustres medio-inferiores, los cuales ocupan una posición estratigráfica inferior a la de los niveles marinos con *T.*

dollfusi viai atribuidos por Calzada (1985) al Langhiense.

Por otra parte, el yacimiento de "Sant Pere de Ribes 1" ha sido atribuido por Golpe-Posse (1974) al Vindoboniense Superior (Mioceno Superior), mientras que Magné (1978) asigna al mismo yacimiento una edad de Mioceno medio sin mayores precisiones.

No poseemos ningún dato que nos permita asignar una edad determinada a la unidad conglomerática basal (M_1). Si como sucede en otras cuencas geográficamente próximas (Vallés-Penedès), la extensión se inició en el Aquitaniense o el Burdigaliense inferior (Agustí *et al.*, 1990; Cabrera *et al.*, 1991 y Bartrina *et al.*, 1992), entonces la unidad conglomerática basal (M_1) podría tener esa edad y estar superiormente delimitada mediante una discontinuidad que con los medios disponibles en este trabajo no ha sido reconocida. Por el contrario, si el inicio de la extensión en la zona de la Cuenca de Vilanova hubiese sido posterior (Serravaliense), la unidad conglomerática basal (M_1) podría pertenecer a esa edad y estar en continuidad estratigráfica con las suprayacentes (M_2 y M_3). A favor de esta última hipótesis está el hecho de que no obstante haberse reconocido restos de fósiles marinos atribuibles al Langhiense, no se ha podido evidenciar la existencia de una sucesión marina de esta edad.

Tampoco ha sido reconocida en la Cuenca de Vilanova la superficie erosiva messiniense ni la secuencia pliocénica. A pesar de que autores precedentes (Calzada, 1984) y nosotros mismos no descartamos su posible existencia, no poseemos por ahora ningún dato en tal sentido.

Gran parte de la Cuenca de Vilanova se presenta recubierta por una sucesión de lutitas rojas y conglomerados de edad cuaternaria que llegan a alcanzar potencias de hasta 40 m. Generalmente los sedimentos cuaternarios fosilizan las fallas normales que delimitan la cuenca, pero localmente (ver fig. 2) estos mismos materiales parecen estar afectados por ellas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los Drs. L. Cabrera y F. Calvet de la Universidad de Barcelona la lectura crítica del manuscrito original, al Sr. A. Bayó, de la Comisaría Hidrográfica del Pirineo Oriental el facilitarnos el acceso a los sondeos, y al Sr. J. Pedrosa, de Sant Pere de Ribes, su colaboración en campo. Los foraminíferos plantónicos fueron clasificados por I. Macpherson, del Dpto. de Geología Dinámica, Geofísica i Paleontologia de la Universidad de Barcelona. El presente trabajo ha sido financiado mediante el proyecto CICYT GEO 89-0831 y por el Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya. Grup de Qualitat GRQ 94-1048.

BIBLIOGRAFIA

- AGUSTÍ, J., CABRERA, L., CALVET, F., MACPHERSON, J., DE PORTA, J. y RAMOS-GUERRERO, E., 1990: Neogene Sedimentary record and bioevents in the Onshore Catalan Half Grabens (NE Spain). Abstracts of the IX Congress R.C.M.N.S. pp. 17-18.
- AGUSTÍ, J., CABRERA, L., CALVET, F., MACPHERSON, J., DE PORTA, J. y RAMOS-GUERRERO, E., 1991: Registro Sedimentario Mioceno en las zonas emergidas del sector central del margen catalan. Coms. del I Congreso del G.E.T. pp. 7-10.
- AGUSTÍ, J. y SOLA-MOYA, S., 1991: Spanish Neogene Mammal succession and its bearing on continental biochronology. *Newsl. Stratigr.*, 25 (2): 91-114.
- ALMERA, J., 1897: Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región segunda o del río Noya al mar, con explicación somera en la misma hoja. Escala 1:40.000.
- ALMERA, J., 1898: Compte rendu de l'excursion du vendredi 7 oct. aux environs de Vilanova et de Vilafranca. *Bull. Soc. Géol. France* (3^a s.). XXVI: 812-822.
- ALMERA, J. y BOFILL, A., 1895: Fauna salobre tortonense de Villanueva y Geltrú (Barcelona). Barcelona, Imp. Henrich y Cia., 16 pp y 2 láms.
- ANADÓN, P., CABRERA, L., GUIMERÀ, J. y SANTANACH, P., 1985: Paleogene strike-slip deformation and sedimentation in the southeastern margin of the Ebro Basin. In: K.T.Biddle & N. Christie-Blick (Eds.) *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Spec. Publ. S.E.P.M., v. 37: 303-318.
- ATHY, I.F., 1930: Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 14: 1-14.
- BARTRINA, M. T., CABRERA, L., JURADO, M. J. y ROCA, E., 1992: Evolution of the Central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 219-247.
- CABRERA, L., CALVET, F., GUIMERÀ, J. y PERMANYER, A., 1991: El Registro sedimentario miocénico en los semigrabens del Vallès-Penedès y de El Camp: organización secuencial y relaciones Tectónica-sedimentación. Libro-Guia excursión nº 4. I Congreso del Grupo Español del Terciario.
- CALZADA, S., 1969: Litostratigrafía y paleontología de unas arenas del Mioceno de Sant Pere de Ribes Garraf, Barcelona. *Acta Geol. Hispánica*. 4: 29-34.
- CALZADA, S., 1984: Sobre las capas con "fauna salobre tortonense" de Almera. *Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona*. 214: 1-9.
- CALZADA, S., 1985: Una nueva subespecie de bivalvo en el Mioceno marino catalán. *Acta Geol. Hispánica*. 20: 187-190.
- CALZADA, S., 1989-90: Gasterópodos no marinos burdigalienses de Sant Pere de Ribes (Barcelona). Sucesión faunística. *Paleontol. i Evol.* 23: 181-186.
- CASAS, A. y PERMANYER, A., 1981-82: Disposición y estructura del zócalo de la depresión terciaria del Penedès. *Rev. del Inst. de Investig. Geológicas*. 35: 23-30.
- CASAS, A., TORNE, M. y BANDA, E., 1986: Mapa gravimétric de Catalunya. Servei Geològic de Catalunya, Dep. de Política Territorial i Obres Públiques. 135 pp.
- CLAVELL, E. y BERÀSTEGUI, X., 1991: Petroleum Geology of the Gulf of Valencia. In: A. M. Spencer (Ed.) *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons*. Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci., Vol. 1: 355-368. Oxford University Press.
- CORDELL, L. y HENDERSON, R.G., 1968: Interactive three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, 33: 596-601.
- GARCÍA-SIÑÉRIZ, B., QUEROL, R., CASTILLO, F. y FERNÁNDEZ, J. R., 1978: A new hydrocarbon province in the Western Mediterranean. 10th World Petroleum Congress. Bucarest. v. 4: 1-4.
- GOLPE-POSSE, J.M., 1974: Faunas de Yacimientos con Suiformes en el terciario español. *Paleontol. i Evol.* 8: 1-87.
- GUIMERÀ, J., 1988: Estudi estructural de l'enllaç entre la Serrelada Ibèrica i la Serrelada Costanera Catalana. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 600 p.
- JOHNS, D.R., HERBER, M.A. y SCHWANDER, M. M., 1989: Depositional sequences in the Castellón area, offshore northeast Spain. In: A. W. Bally (Ed.) *Atlas of Seismic Stratigraphy*. A.A.P.G. Studies in Geology, 27: 181-184.
- LLOPIS LLADÓ, N., 1943: Estudio tectomorfológico de la terminación meridional de la depresión prelitoral catalana. *Estud. Geogr.* 10: 31-111.
- LACOMBA, J.I., 1988: Estudio de las faunas de micromamíferos del Oligoceno superior y Mioceno inferior en las cuencas de Loranca, Ebro riojano y Ebro aragonés. Aspectos paleoecológicos. Tesis doctoral. Universidad de Madrid. 390 p. y 31 láms.
- MAGNÉ, J., 1978: Etudes Microstratigraphiques sur le Neogene de la Mediterranee Nord-occidentale. Edit. du C.N.R.S. 2 Vols.
- RAO, B.R. y BABU, N.R., 1991: A FORTRAN-77 computer program for three dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast. *Computers & Geosciences*, 5: 655-667.
- SANTAFÉ, J.V., 1978: Rinoceróntidos fósiles de España. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 3 vols.
- SOLER, R., MARTÍNEZ DEL OLMO, W., MEGÍAS, A. G. y ABEGER, J. A., 1983: Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo Español. *Mediterránea Ser. Geol.*, 1: 71-82.
- SOLER, X. y TRILLA, J., (Inédito): Litofacies del Mioceno y geometría del zócalo en la subdepresión de Vilanova-Sant Pere de Ribes y su interés hidrológico. Trabajo aceptado para su publicación en *Tecniterrae*.
- STOECKINGER, W. T., 1976: Valencian gulf offer dead-line nears. *Oil and Gas Journ.* 29: 197-204.