

Modelización gravimétrica 2D de la fosa de l'Empordà (NE de la Península Ibérica)

2D gravity model of the Empordà Basin (NE-Iberian Peninsula)

L. RIVERO, M. VILAS, V. PINTO y A. CASAS

*Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.
Zona Universitària de Pedralbes. BARCELONA-08071. Email: rivero@natura.geo.ub.es*

RESUMEN

El presente trabajo contiene un estudio gravimétrico de la Depresión del Empordà, complementado con datos de sísmica de reflexión y sondeos. El objetivo es modelizar esta fosa utilizando las anomalías de la gravedad, para poder deducir la estructura neógena y la potencia de los materiales que la rellenan. Se han realizado modelos gravimétricos 2D paralelos a los principales perfiles sísmicos existentes en la zona.

Palabras clave: Neógeno. Gravimetría. Modelización 2D. Sísmica de reflexión.

ABSTRACT

A gravimetric study of the Empordà Basin has been developed in this paper. Seismic reflection profiles and boreholes have furnished valuable data in order to build gravity models. The aim of this paper is the 2D modelling of the Empordà basin, and the calculation of neogene sediment thickness. 2D gravity profiles have been calculated parallel to the principal seismic lines.

Keywords: Neogen. Gravity study. 2D modelling. Reflection seismic profiles.

EXTENDED ABSTRACT

The Empordà basin is a distensive structure located between the Pyrenees and the Catalan Coastal Ranges (Fig. 1). There are a small number of boreholes in the studied area and few of them have reached the bottom of the Cenozoic sediments. For this reason, the gravity method has been selected to determine the thickness and structure of the infilling materials.

The Bouguer gravity map has been drawn from 1.241 observation points, obtained by a compilation of all data available and some complementary measurements made in such areas where gravity coverage was scarce (Fig. 2).

A fitted first degree polynomial trend has been subtracted taking into account the regional pattern shown in the Bouguer anomaly map. The values of the residual map range from 31 to -17 mGal (Fig. 3). This residual gravity map has been used both for qualitative interpretation and 2D gravity modelling. The structural NW-SE pattern of the basin is evident from this transformed gravity map. The residual anomaly map displays a gravity low of -17 mGal near Sant Pere Pescador, in the eastern part of the study zone. In the SW part of the map there is another sub-basin named Felines basin, probably related to the Albanyà fault, that is characterized by -10 mGal gravity low. These two basins are separated by the Colomers high, which has gravity values about -3 mGal.

For the quantitative interpretation of the basin depths four gravity profiles have been selected (Fig. 4), using the geologic control provided by four boreholes: Gerona-1, Gerona-2, Geot-1 and Geot-2, and three seismic lines: G-1, G-4 and S-23-E.

Gravity models have been built using the seismic information of these lines (Figs. 5, 7 and 9). Seismic lines do not have good quality, but some characterise reflections (i.e.: top of Cadí limestones) are clearly shown. These lines can not be used to locate the bottom of the Neogene basin, but can be used to obtain structural trends, which are useful to constraint gravity profiles. Gravity profile "A" has been traced in the central part of the Riumorts sub-basin, following a SSW-NNE direction. In this profile the thickness of Neogene sediments is about 1400 m. Gravity profile "B" was calculated in orthogonal direction to the first one, WNW-ESE in the same sub-basin. The most important thickness of Neogene sediment (approximately 2000 m) in this profile is located near St. Pere Pescador. Profile "C" was made in NW-SE direction across Riumorts basin. In this area, a seismic profile G-4 and three boreholes Geot-1, Girona-1 and Girona-2 provide the geological control at depth. The gravity anomaly reaches 9.9 mGal in this profile. The resulting model is very close to G-1 (Fig. 5) but the thickness of Plio-Miocene sediments is 800 m. Gravity profile "D" was traced in the Felines area where the gravity low reaches -9 mGal. Geological control at depth is poor in this area, where the density model needs at least 700 m of Mio-Pliocene sediments using a density of 2.40 g/cm³ (Fig. 11).

Thickness of the Neogene sediments range in the Empordà basin from 1400 m near Riumorts to 2000 m at Ampúria Brava zone, and 700 m in the Felines basin. At the Ventalló fault zone, the basin shows a gravity high interpreted as a horst type structure. The interlayered volcanic materials modify locally the drawing of seismic anomalies, though only lightly because their small thickness.

INTRODUCCIÓN

La fosa del Empordà, se halla situada entre dos importantes estructuras, el Pirineo y la Cordillera Costera Catalana. Su formación es debida a movimientos de carácter distensivo dentro de la orogenia Alpina, que comprende desde el Oligoceno hasta la actualidad.

La fosa está limitada al N por el horst de Albera-Roc de Frausa-Roda donde aflora el basamento hercínico (Liesa, 1988), al W por la falla de Albanyà y al S por los depósitos controlados por las fallas de la zona Ventalló (Fig. 1).

La potencia de sedimentos neógenos de esta fosa es muy importante, llegando a superar los 2000 m en la

zona de St. Pere Pescador (Iglesias, 1985). Las fallas más importantes, Albanyà, La Junquera, Figueres, Garriguella y Roses, controlan la distribución en bloques de la fosa.

Se pueden diferenciar dentro de la fosa dos partes bien definidas, el Alto y el Bajo Empordà. En el primero, los sedimentos son miocenos y pliocenos, mientras que en el segundo son sólo miocenos.

En esta zona existen manifestaciones volcánicas datadas por Donville (1976) como Mioceno Superior, exceptuando las traquitas de Vilacolum consideradas del Plioceno Superior. Esta actividad volcánica está claramente relacionada con la existencia de fracturas profundas.

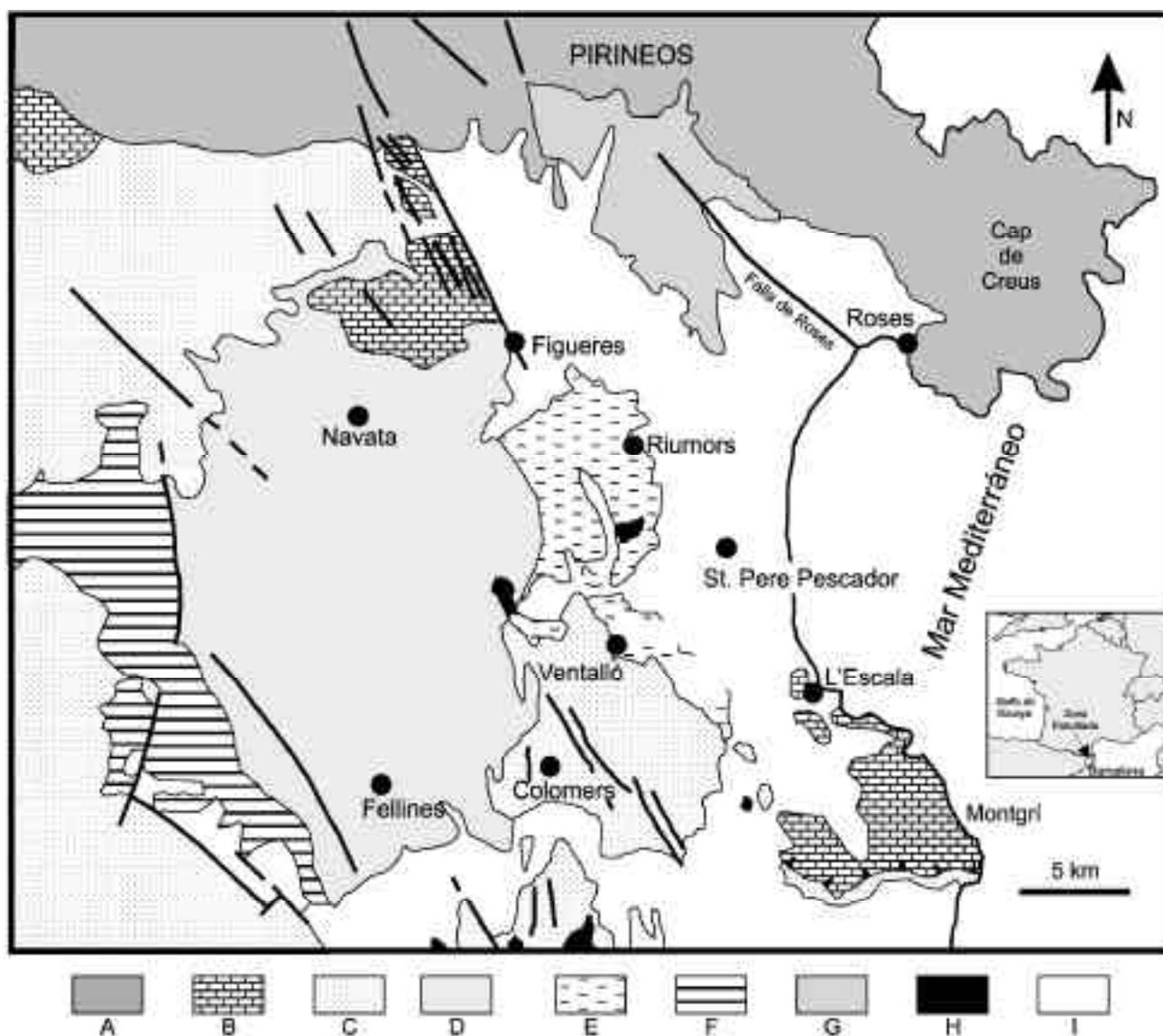


Figura 1. Esquema geològic de la zona del Empordà (basado en Mapa Geològic de Catalunya 1/250.000 Institut Cartogràfic. Generalitat de Catalunya) (A-Paleozoic; B-Mesozoic; C-Eoceno; D-Neògeno Continental; E-Mioceno medio y superior; F-Pleistoceno; G-Mioceno superior; H-Rocas volcàniques; I-Holoceno).

Figure 1. Geological scheme of Empordà area (based on 1/250.000 Catalunya Geological Map-Generalitat of Catalonia) (A-Paleozoic; B-Mesozoic; C-Eocene; D-Continental Neogene; E-Middle and Upper Miocene; F-Pleistocene; G-Upper Miocene; H-Volcanic materials; I-Holocene).

ESTUDIO GRAVIMÉTRICO

Mapa de anomalías de Bouguer

En el mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 2) se aprecia una importante inflexión de las curvas de isovalores que corresponde a una anomalía negativa.

Esta área de estudio corresponde a una ventana delimitada por las coordenadas UTM 480-530 y 4650-4690. El total de medidas de la gravedad incluidas en ella es de 1241.

A partir del Mapa Gravimètric de Catalunya (Casas et al., 1986) se deduce que la tendencia regional en el Em-

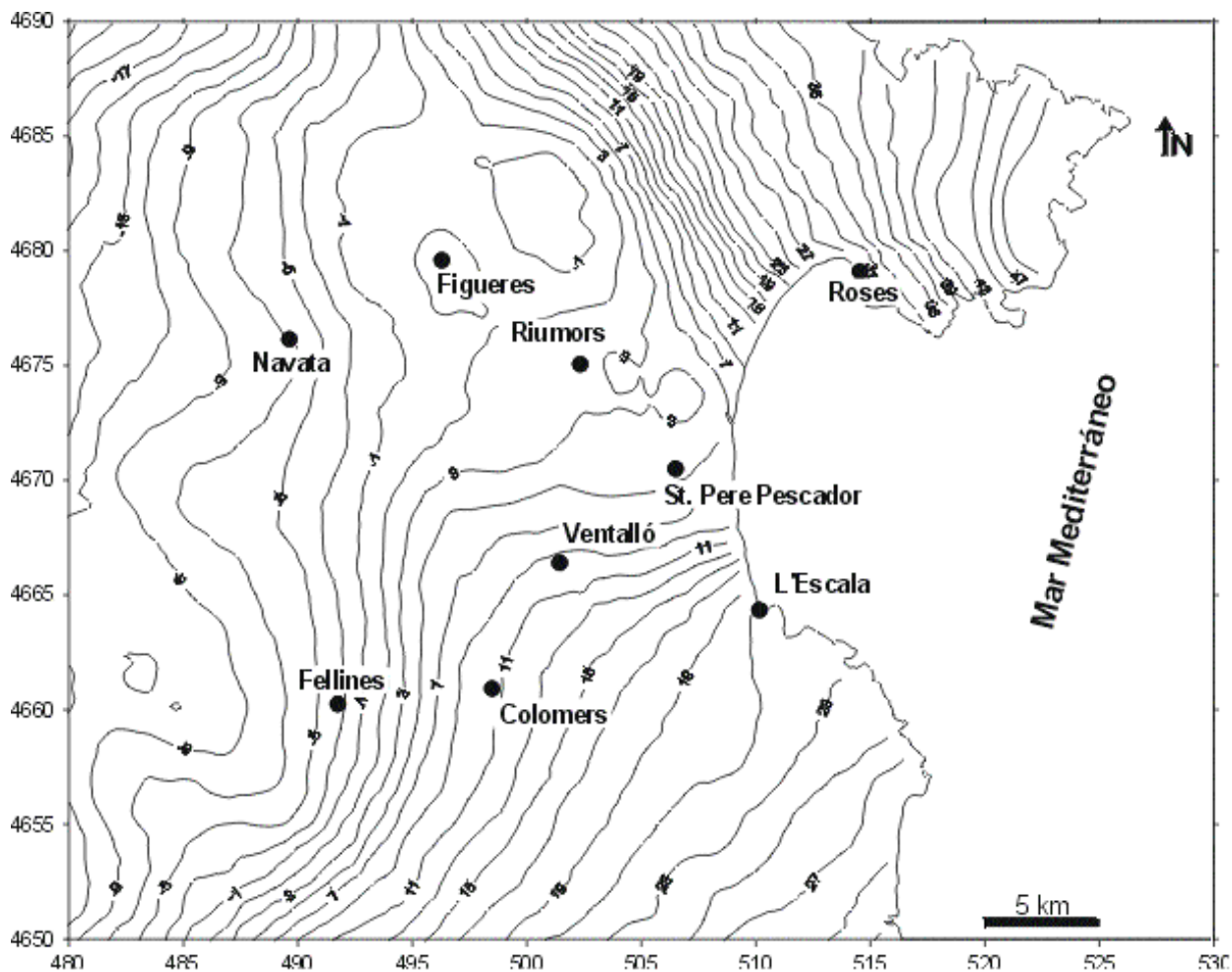


Figura 2. Mapa de anomalías de Bouguer del Empordà.

Figure 2. Bouguer anomaly map of l'Empordà area.

Empordà es asimilable a un polinomio de 1^{er} grado. Sustrayendo por ajuste, basado en el criterio de mínimos cuadrados, un polinomio de este grado a los valores de anomalía de Bouguer, hemos encontrado un coeficiente de correlación de 0.91, obteniendo valores de la anomalía residual que oscilan entre 24.50 y -17.27 mGal. El resultado, representando las curvas con un intervalo de 1 mGal, es el mapa de la Figura 3.

Análisis cualitativo del mapa

Observando el mapa de anomalías de residuales (Fig. 3) y comparándolo con el mapa geológico (Fig. 1), se puede obtenerse una primera aproximación sobre la estructura general de la zona.

En primer lugar, observamos una estructuración de la fosa en dirección NW-SE, perpendicular a los principales gradientes gravimétricos, en dirección NE-SW. El principal se halla en el sector NE del área cerca de la zona de Cap de Creus, donde el gradiente gravimétrico es en muchos lugares cercano a los 4 mGal/km. Este importante valor de la gravedad parece relacionado con la falla de Roses, que pone en contacto materiales paleozoicos con los sedimentos neógenos que rellenan la fosa.

Otro sector que presenta un importante gradiente gravimétrico en esta misma dirección, se halla cerca de Banyoles, en el extremo SW del mapa, donde el gradiente oscila entre los 2 y 3 mGal/km. La terminación SE de la falla de Albanyà sugiere una cierta relación entre ésta y el gradiente gravimétrico.

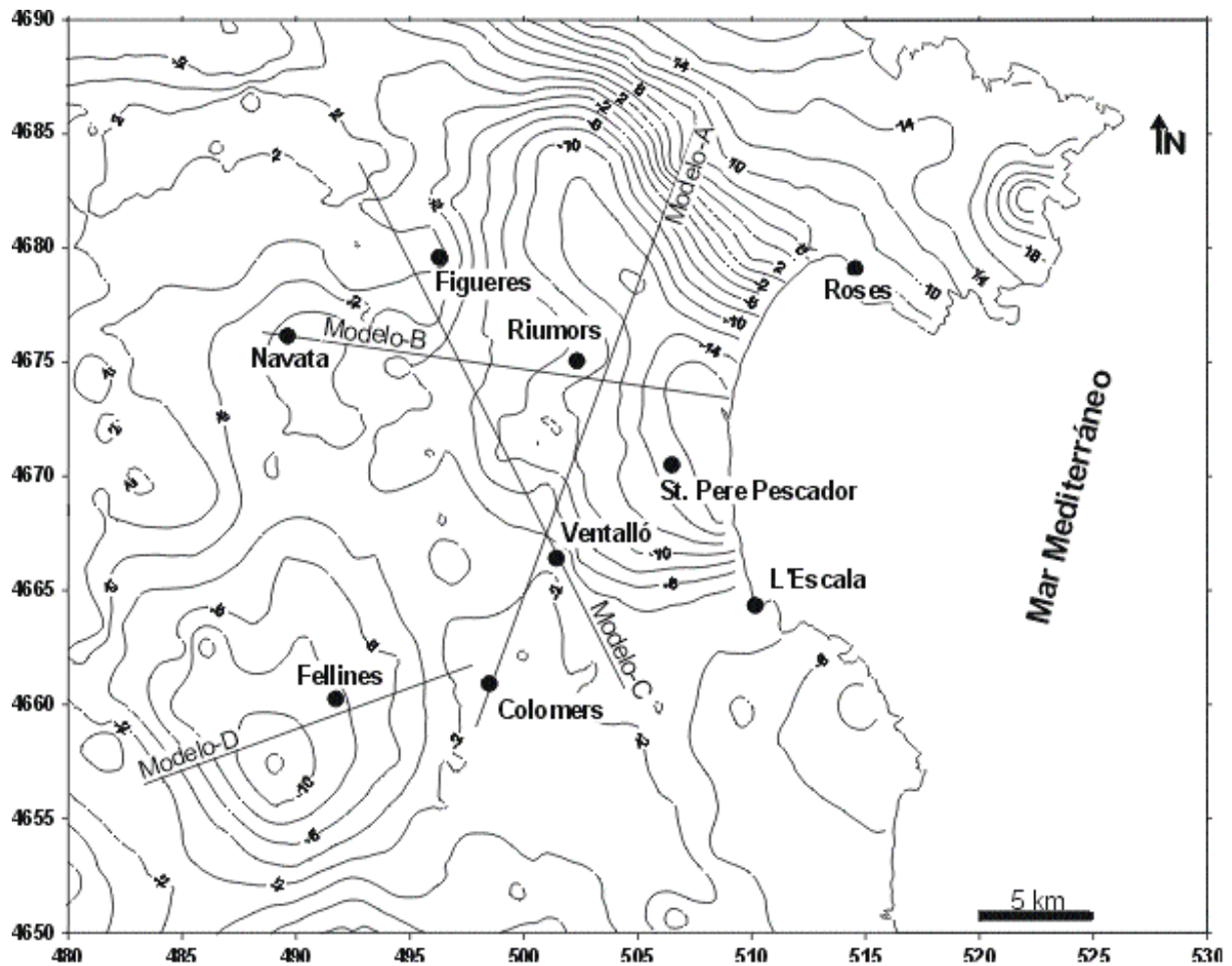


Figura 3. Mapa de anomalías residuales del Empordà. En ellos se han marcado los modelos gravimétricos realizados.

Figure 3. Residual gravity map of the Empordà area. Gravity profiles are shown.

De igual modo, existen dos zonas más que presentan un importante gradiente en esta dirección NE-SW; la primera, cerca del pueblo de Colomers, se sitúa de forma clara hacia el NW. La segunda, cerca del pueblo de Ventalló, tiene la misma dirección que la anterior. Estos marcados gradientes probablemente están relacionados con fracturas importantes. Estos gradientes pueden llegar a los 2 mGal/km, siendo más importante el cercano a Ventalló.

Asimismo, se observa en algunos sectores de la zona otro gradiente perpendicular a los anteriores, es decir NW-SE, y que indica la presencia de estructuras en dirección NE-SW. Esta distorsión de las curvas de gravedad es especialmente visible en las proximidades del sondeo Geot-1 y Vilacolum (Fig. 4). En esta cubeta y en la zona de St. Pe-

re Pescador existen valores de anomalía gravimétrica que alcanzan los -17 mGal. Esta cubeta es nombrada por Flea y Escuer (1991) cubeta de Riumors.

Se diferencia claramente otra sub-fosa, al SW del mapa de anomalías residuales (Fig. 3). Es la denominada cubeta de Fellines, cuyo depocentro se sitúa unos 2 km al SW de estas poblaciones. Se caracteriza por un importante mínimo gravimétrico, que alcanza los -10 mGal.

Separando estos dos mínimos gravimétricos, encontramos una importante zona de máximo relativo, que coincide con la zona de Colomers. Este máximo se extiende hacia el NW siendo reconocible hasta las proximidades de Figueres. Esta zona se caracteriza por valores de la anomalía residual siempre superiores a -3 mGal. Los importantes

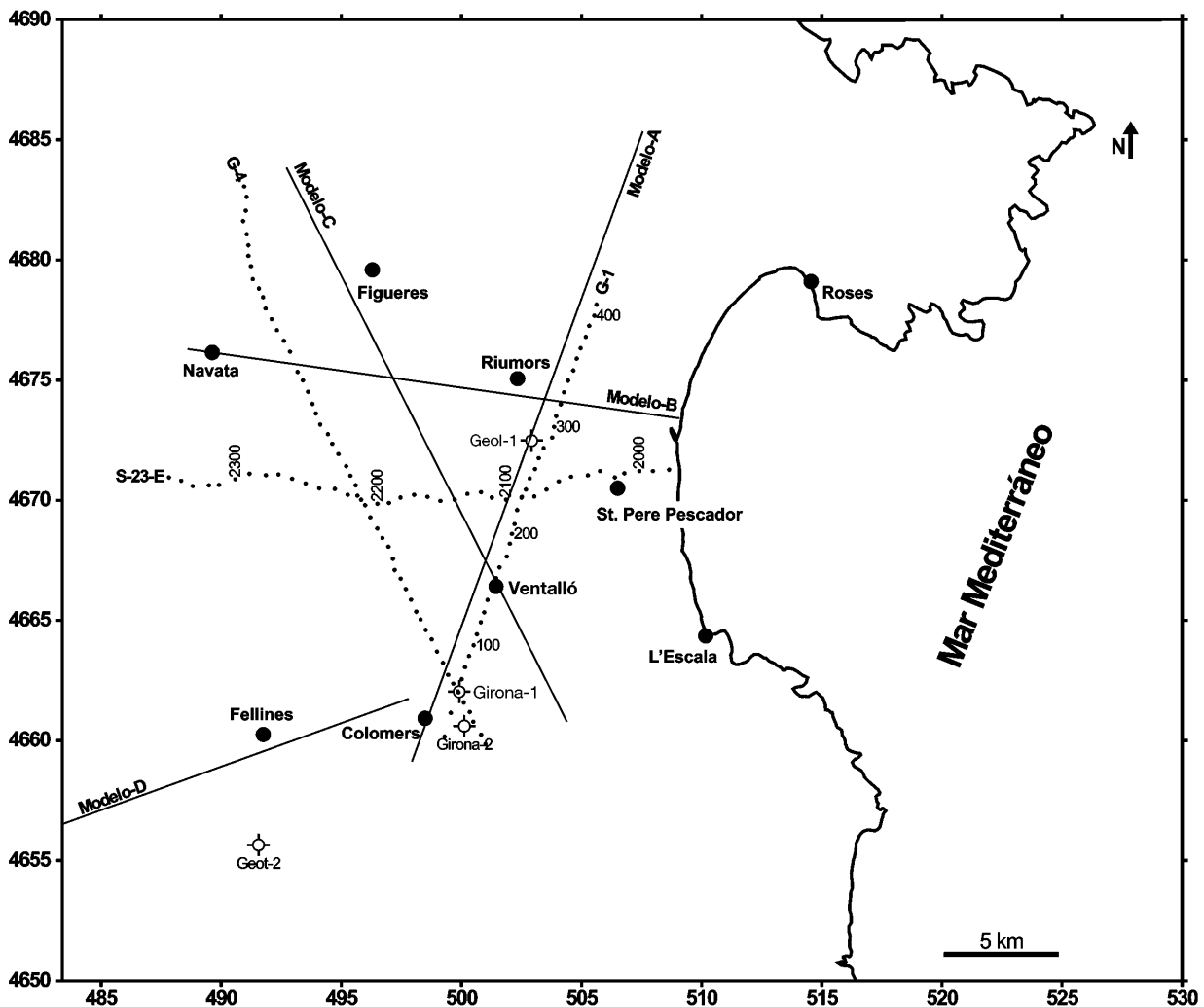


Figura 4. Representación de las poblaciones, sondeos, líneas sísmicas y modelos gravimétricos realizados. Las líneas sísmicas tienen marcados los shot-points.

Figure 4. Villages, boreholes, seismic lines and gravity models of the zone. The shot points are showed in the seismic lines.

gradientes, que separan este alto estructural de las dos cubetas antedichas, nos hacen pensar en importantes fallas en dirección NW-SE como límite entre las dos estructuras.

En la cubeta de Riumors, observamos que existen valores de la gravedad bajos, en sentido NE-SW. Estas distorsiones señalan un segundo grupo de fracturas, perpendiculares a las anteriores y que parecen relacionadas con materiales volcánicos que producen anomalías magnéticas en la zona (Hernández, 1991).

En la zona de máxima anomalía magnética, tal y como aprecia el mismo autor, existe una distorsión en senti-

do positivo de las curvas de gravedad provocada probablemente por acumulación, a mayor profundidad, de materiales volcánicos básicos de alta densidad. Esta misma estructura es observable en la cubeta de Fellines, aunque la disposición no es tan clara. En el mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo de la zona (Hernández, 1991), se observa una intensa anomalía en el límite sud-occidental de la cubeta.

Por tanto, parece ser que en profundidad existen acumulaciones de materiales volcánicos básicos, sin llegar probablemente a la importancia de los de Vilacolum-Riumors.

Asimismo, es de destacar los altos valores positivos que toma la anomalía residual en la zona del Cap de Creus, lo que implica que la potencia de materiales de elevada densidad de edad paleozoica es considerable.

Modelización gra vimétrica

Cuatro han sido los modelos que se han realizado en el sector. La ubicación de los mismos se ha decidido en función de las anomalías principales, de la disponibilidad de datos de subsuelo (sondeos o líneas sísmicas) y de la existencia de cortes geológicos que permiten valorar los modelos inicialmente planteados.

Modelo-A. Perfil Colomers-Riumors

Este modelo atraviesa de forma perpendicular la principal anomalía negativa de la zona, la cubeta de Riumors. Ha de tenerse en cuenta que no corta la parte más negativa de la misma, pero sí por una zona de mínimo relativo, que hemos relacionado anteriormente con fracturas de dirección NE-SW.

El control del subsuelo de este modelo lo proporciona el perfil sísmico G-4 (Figs. 4 y 5). Además tiene, a la altura del km 1 del perfil, el sondeo Gerona-2 y, en el km 3, el Gerona-1; finalmente, se encuentra en el km 13, el sondeo Geot-1.

Análisis del perfil G-1

Este perfil fue registrado por la Compagnie General de Geophysique y reprocesado en 1982 por Seismograph Service Ltd. El perfil discurre sobre tres sondeos y por tanto, dentro de las lógicas dificultades, se pueden calar los principales reflectores. La calidad de la sección hace difícil cualquier tarea de interpretación.

Quizás la única característica observable de forma clara en todo el perfil sea un grupo de 4 ó 5 reflectores, que se aprecian en el sector S entre los puntos de disparo 20 y 170 (Fig. 5); después hacia el N estos reflectores quedan enmascarados.

Calando estos reflectores de forma aproximada (ya que no existen curvas de velocidades en los sondeos Gerona-1 y Gerona-2 que nos permitan la conversión de la escala de tiempos dobles a profundidades), hemos llegado a la conclusión de que corresponden a paquetes de

anhidritas y calizas que se hallan por encima del zócalo paleozoico.

Estas rocas corresponden a las formaciones Beuda, Perafita, Cadí y a los materiales del Garumniense. Los reflectores son sub-horizontales hasta el shot-point 130, lugar en que sufren los efectos de una importante fractura, cerca de la localidad de Ventalló. Esta fractura, o mejor dicho, este grupo de fracturas, provocan un descenso de estos niveles reflectivos del orden de 500 ms tiempo doble, que aproximadamente implica, contando una velocidad de propagación media de 5000 m/s, unos 1250 m de salto de falla. Esta zona de fractura coincide con un fuerte gradiente gravimétrico (Figs. 2 y 3), que separa el alto de Colomers-Vilopriu de la cubeta de Riumors. En lo sucesivo, al referirnos a este grupo de fallas, lo haremos como falla o fallas de Ventalló.

Otra característica observable en esta sección sísmica, son unos reflectores al norte del perfil, que marcan una superficie que llega a situarse de forma asintótica a la de los reflectores mencionados anteriormente. La imposibilidad de calar estos reflectores en sondeo alguno, ya que el Geot-1 no llega a perforarlos, implica que no tengamos criterios fiables para dar una interpretación segura.

Perfil Gravimétrico-A

La anomalía gravimétrica que hallamos en este perfil es considerable, ya que tiene una amplitud máxima de 22.5 mGal. Los valores más negativos son del orden de -12.5 mGal en el km 19 y los máximos de 10 mGal en el km 26. Los -1.5 mGal en el km 0 representan un máximo relativo.

Las restricciones que imponen los tres sondeos que atraviesa el perfil, conjuntamente con las características estructurales observadas en el perfil sísmico G-1, así como los datos de la geología de superficie y los datos de magnetismo, han dado lugar al modelo de densidades de la Figura 6.

El ajuste entre la anomalía del modelo y la experimental tiene un error medio de 0.53 mGal.

En el modelo existe un polígono de baja densidad (2.41 g/cm^3) que ocupa la parte central y corresponde al Neógeno, causante principal de la anomalía negativa que caracteriza la zona. Estos sedimentos tienen una potencia máxima de unos 1400 m en las inmediaciones del

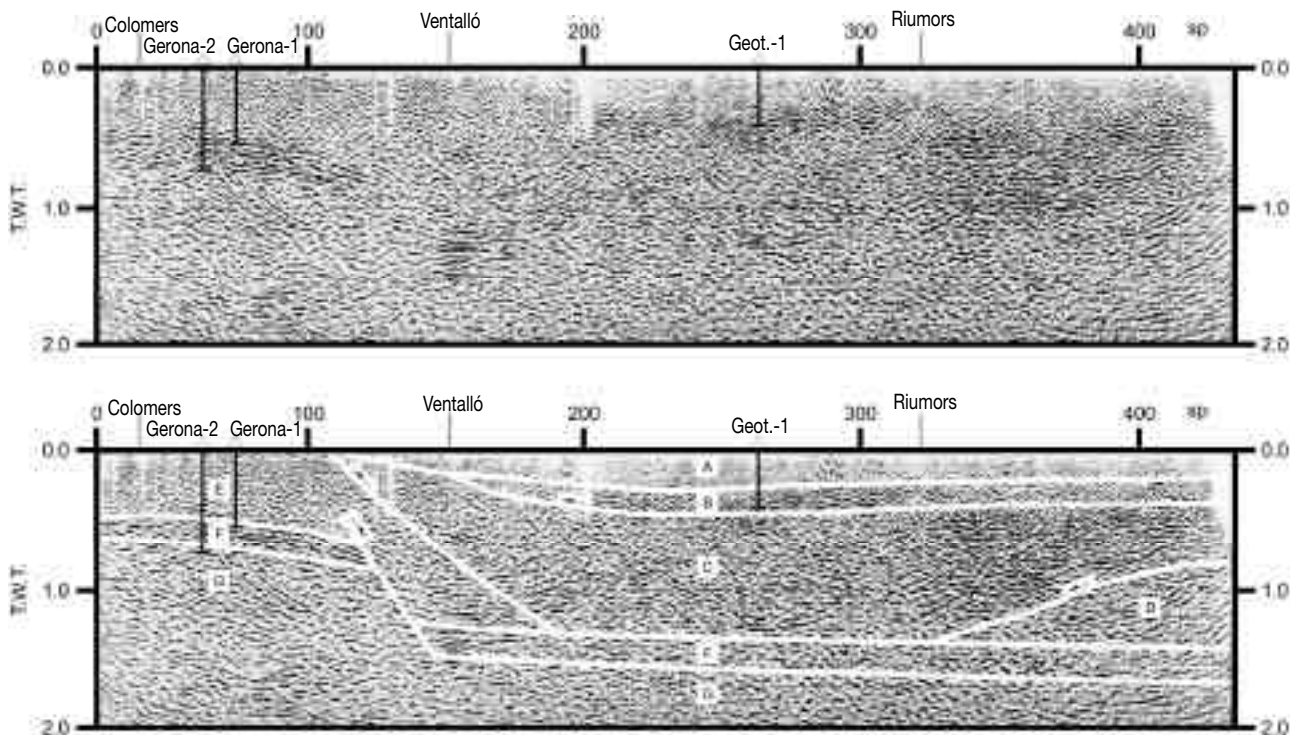


Figura 5. Perfil sísmico G-1. (A-Neógeno; B-Manto Figueres-Montgrí; C-Manto del Cadí; D-Mantos con Basamento; E-Eoceno Continental; F-Fms. Beuda+Perafita+Cadí+Garumniense; G-Basamento).

Figure 5. Seismic profile G-1. (A-Neogene; B-Figueres-Montgrí thrust sheet; C- Cadí thrust sheet; D-Basement thrust sheets; E-Continental Eocene; F-Beuda+Perafita+Cadí+Garumniense Formations; G-Basement).

km 19. Intercalados con el Neógeno, existen materiales volcánicos básicos de alta densidad (2.90 g/cm^3), cortados por el sondeo Geot-1 a 350 m de profundidad. Puntualmente, en el sondeo tienen un espesor de 60 m. En el mapa de anomalías magnéticas de la zona en superficie de Hernández (1991) observamos que la anomalía magnética desaparece rápidamente hacia el N. De este hecho podemos deducir que estos materiales se extienden algo al N de la ubicación del Geot-1.

Bajo estos materiales, el sondeo corta una serie de calizas del Cretácico. Estos materiales se interpretan habitualmente como pertenecientes a la unidad del Montgrí. Se les ha atribuido, en función de la determinación experimental, una densidad, de 2.67 g/cm^3 .

Estos materiales constituyen la unidad de Figueres (Pujadas et al., 1989). Por debajo de ella, los mismos autores proponen la presencia de una unidad Eocena, que denominan unidad de Biure, correspondiente al sector oriental del manto del Cadí, como propone el informe de Unión Texas España (1988). A esta unidad y en

función de los datos disponibles le corresponde una densidad media de 2.61 g/cm^3 . Al modelizar este polígono no se generan discrepancias importantes entre la anomalía teórica y la calculada, y por tanto es una estructura posible.

Al norte, la unidad de Roc de Frausa-Cap de Creus parece constituida por duplicaciones de materiales del zócalo Paleozoico, en concreto del Cambro-Ordovícico, la densidad de los cuales es muy regular y se cifra entorno a $2.71\text{-}2.72 \text{ g/cm}^3$.

Al sur del perfil, un polígono de densidad 2.59 g/cm^3 es interpretado como formado por sedimentos terrígenos finos pertenecientes al Eoceno Medio-Superior y cortados por los sondeos Gerona-1 y Gerona-2.

Por debajo, extendiéndose de parte a parte del perfil, encontramos un grupo de materiales a los que se les ha dado una densidad media de 2.67 g/cm^3 , cortados por los mismos sondeos anteriores y que comprenden, de techo a base, un conjunto de yesos, calizas y conglomerados

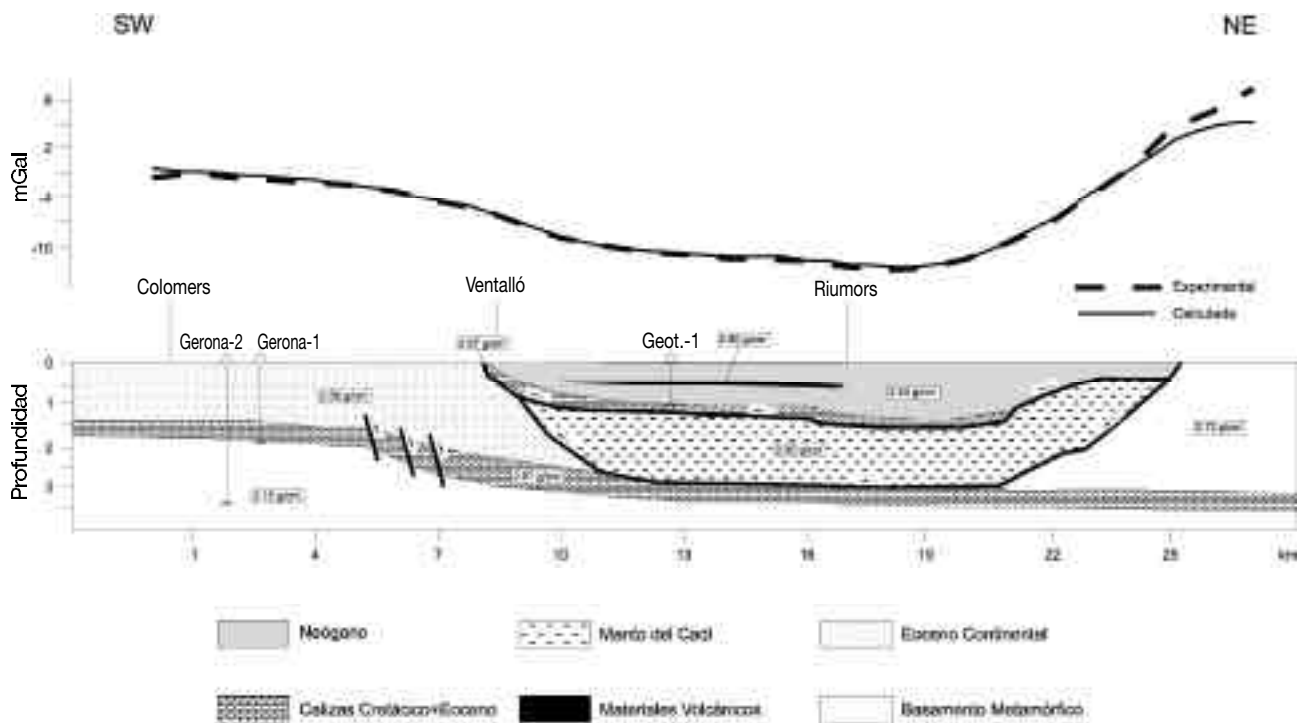


Figura 6. Modelo gravimétrico “A”, paralelo al perfil sísmico G-1 y que atraviesa los sondeos Gerona-1, Gerona-2 y Geot-1

Figure 6. Gravity profile “A”, this profile runs parallel to G-1 seismic profile and near Gerona-1, Gerona-2 and Geot-1 boreholes.

con un espesor total cercano a los 500 m. Estos materiales pertenecen a las formaciones Beuda, Cadí y “Garumniense”. Los reflectores correspondientes a estas formaciones se hallan intensamente afectadas en las proximidades del km 6 del perfil por la falla de Ventalló, tal y como se observa en el perfil G-1 (Fig. 5). Otras fallas menores afectan en el sector N a estos reflectores. Este autóctono, al N, puede estar duplicado formando parte de los cabalgamientos de la unidad Roc de Frausa. Este extremo es imposible de confirmar a partir de datos gravimétricos, debido a que el contraste de densidad entre el Paleozoico y estos materiales terciarios es débil y la profundidad a la que se halla es importante, con lo cual, en caso de ser cierto, la anomalía gravimétrica generada sería débil.

Finalmente, en la parte más profunda del modelo existe un polígono de materiales de densidad elevada (2.72 g/cm^3), que corresponden al basamento metamórfico de edad Paleozoica, también cortado en el Gerona-1 y Gerona-2. Este basamento remonta hacia el sector SW del perfil constituyendo el alto de Colomers-Vilopriu, marcado por un máximo relativo. Estas rocas afloran más al S en el macizo de las Guilleries.

Modelo-B. Perfil Navata-Riumors

Este modelo está realizado en dirección prácticamente E-W y corta a la anomalía principal de la zona a la altura del km 19 (Fig. 3) donde ésta es de -17 mGal cerca de la localidad de St. Pere Pescador. La presencia, casi inmediata de la línea de costa y la inexistencia de datos gravimétricos marinos, provocan un proceso de interpolación con distorsiones debido a la poca homogeneidad en la distribución de los datos. Esto implica que el trazado de las líneas de isovalores no tenga en este sector la misma fiabilidad que en el resto de la zona. La magnitud de los valores nos hace llegar a la conclusión de que hacia el final de este perfil encontraremos la mayor acumulación de sedimentos neógenos.

Este perfil transcurre aproximadamente 3 km al N del sondeo Geot-1. La proyección del sondeo sobre el perfil, siguiendo las líneas de isovalores de la gravedad, lo sitúa sobre el km 14.5. Otro control del que disponemos es el tramo más oriental de la línea sísmica S-23-E, situada aproximadamente a 4 km al S del perfil.

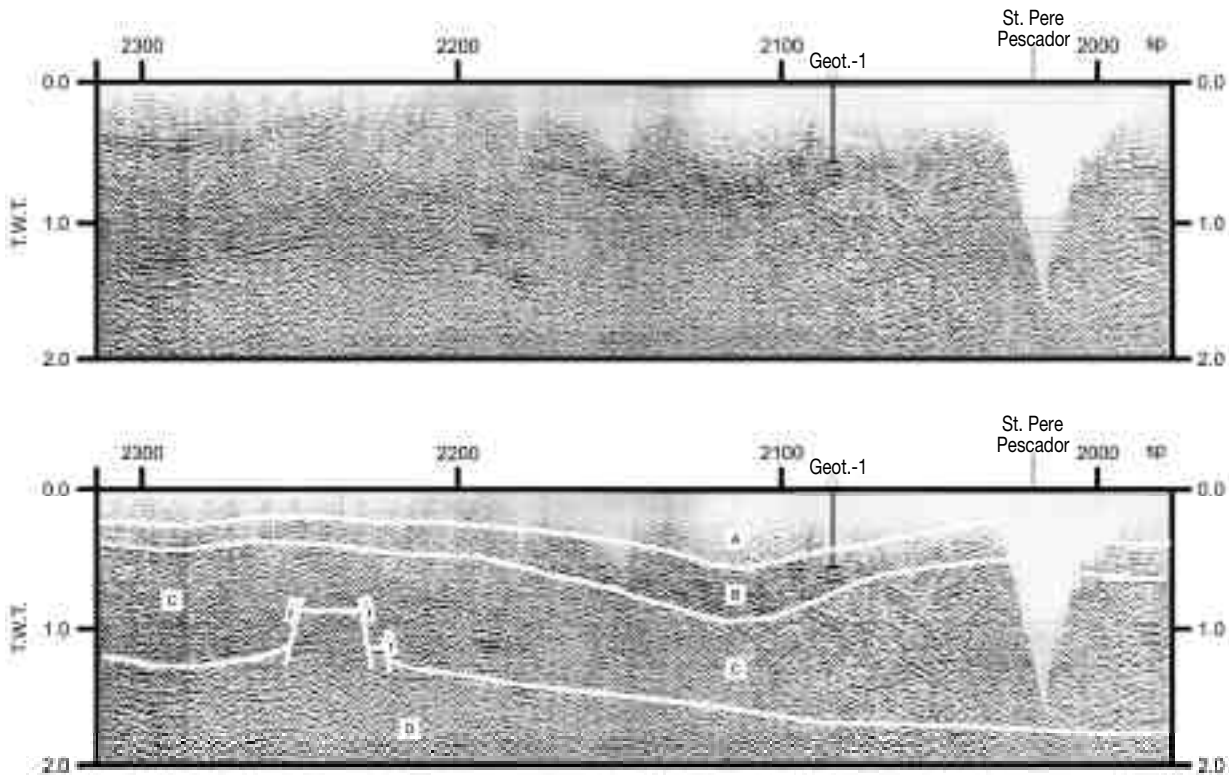


Figura 7. Perfil sísmico S-23-E en dirección E-W. (A-Neógeno; B-Mesozoico?; C-Manto del Cadí; D-Basamento).

Figure 7. Seismic profile S-23-E in E-W direction. (A-Neogene; B-Mesozoic?; C- Cadí thrust sheet; D-Basement).

Perfil S-23-E

Esta línea sísmica se extiende a lo largo de 60 km, en dirección W-E, desde el N de la población de Riudaura, en la Garrotxa, hasta el mar Mediterráneo. El tramo situado dentro de la cuenca del Empordà y que hemos utilizado para el estudio, va desde el sur de Navata hasta el mar. Corresponde a los puntos del reprocesado que van del 820 al 1550, equivalentes a los shot points originales 2350 al W y el 1977 al E.

Las características de este perfil, en cuanto a espaciado de los puntos de disparo, material utilizado para las explosiones y carga de los mismos, son iguales a las del G-1 vistas anteriormente y a las del G-4 que trataremos con posterioridad.

Los trazos más destacables que observamos en el perfil sísmico son, en este caso, un tanto particulares. En el sector central de la sección (Fig. 7) y entre los puntos de disparo 2190 y el 2040 hallamos a una profundidad en tiempo doble entre 0.6 y 1 s., un grupo de reflectores que no se observan en los perfiles de dirección N-S, es decir,

el G-1 y el G-4 que estudiaremos posteriormente. Este grupo se ha marcado como “B”.

Proyectando paralelamente a las líneas de gradiente gravimétrico sobre el perfil S-23 el sondeo Geot-1, éste se situaría aproximadamente sobre el punto de disparo 2090. En el sondeo existen unos 1000 m de materiales neógenos básicamente arcillosos y arenosos, a lo que atribuimos una velocidad de propagación aproximada de las ondas sísmicas de unos 3000 m/s. En este caso, estos sedimentos ocuparían los 0.6 primeros segundos de la sección sísmica. A esa profundidad, encontramos el primer reflector. Por encima de este primer reflector existe una facies sísmica bastante transparente, asimilable a los materiales neógenos. El contraste de impedancia acústica, entre este paquete de sedimentos neógenos y los materiales inferiores, probablemente carbonatados, es muy importante y de ahí la presencia de un reflector tan bien definido.

El grosor de esta facies sísmica con fuertes reflexiones es de aproximadamente 0.4 s, que en caso de rocas carbonatadas con velocidad de transmisión entre 4000 y

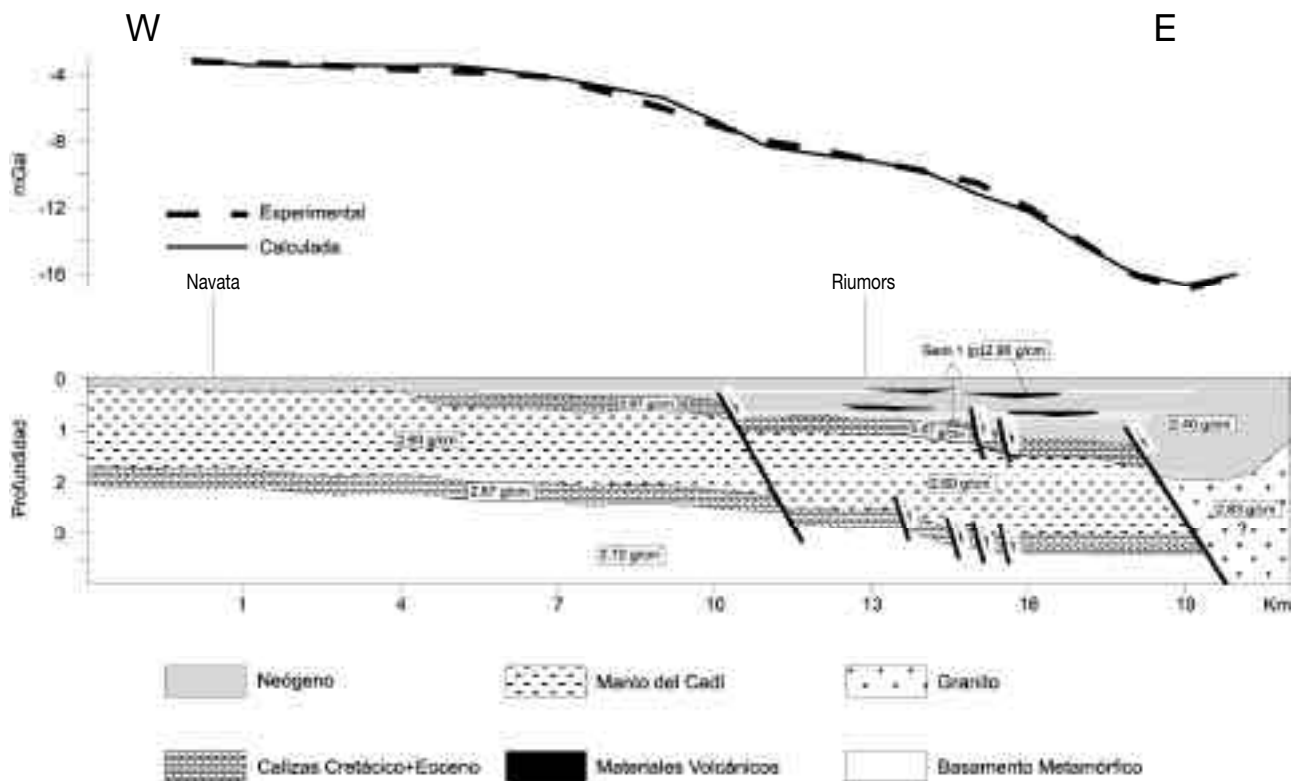


Figura 8. Modelo gravimétrico “B”, de Navata a Riumors.

Figure 8. Gravity profile “B” from Navata to Riumors.

6000 m/s, implicaría un espesor de sedimentos entre 800 y 1200 m. Atribuir todos estos reflectores a materiales mesozoicos pertenecientes al manto de Figueres-Montgrí, parece improbable. Pujadas et al. (1989) proponen una potencia aproximada de 400 m para esta zona y para estas rocas. Por tanto, es de suponer que la parte baja de esta facies no es el límite del techo de las formaciones eocenas infrayacentes.

Una característica significativa que apreciamos en el perfil, es una estructura extensiva alrededor del shot-point 2200. Esta estructura es similar a la falla observada en el perfil G-1 (Fig. 5), denominada falla de Ventalló. Si la estructura es la misma y enlazamos la zona del shot-point 2.200 del perfil S-23 con la zona del shot-point 120 del G-1, se obtiene la dirección aproximada de este grupo de fracturas, N150°. En el mapa de anomalías gravimétricas residuales (Fig. 3), ya apreciamos un importante gradiente gravimétrico que se extiende siguiendo esta dirección desde la zona de Ventalló hasta Figueres, desapareciendo posteriormente. Esta falla es una de las principales en la estructuración de la fosa del

Empordà y separa la cubeta de Riumors del alto estructural de Colomers-Vilopriu. La existencia de esta falla ya se dedujo al realizar el análisis cualitativo del mapa de anomalía de Bouguer, pero el estudio de los perfiles de sismica de reflexión nos ha permitido cuantificar aproximadamente su salto y obtener, así mismo, su dirección.

Perfil Gravimétrico-B

El modelo gravimétrico que se ha realizado de forma transversal a la cubeta de Riumors corta la parte más negativa de la anomalía de la fosa del Empordà (Fig. 3). Su amplitud de 14 mGal es considerable y los valores más negativos están en el sector E del perfil donde alcanzan los -17 mGal en el km 19. Por contra, en el sector E los valores son relativamente menos negativos, alcanzando los -3 mGal. Por tanto, los valores de la gravedad van descendiendo, a medida que nos acercamos a la línea de costa, de forma muy suave al principio y de forma más rápida después.

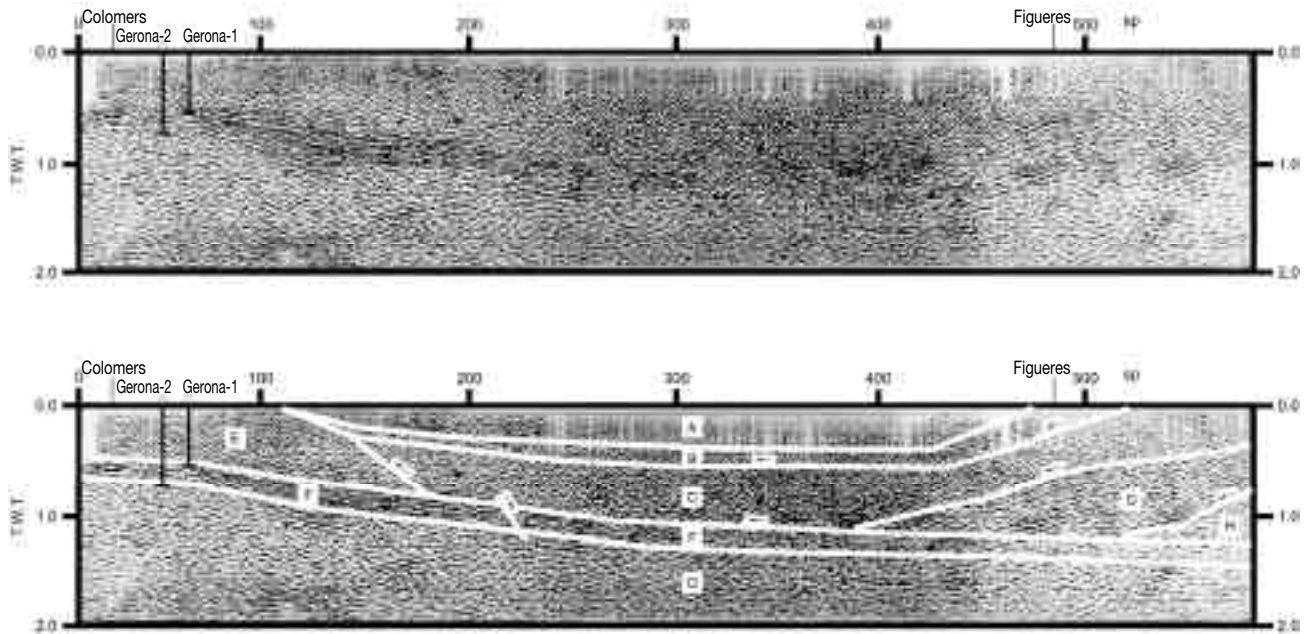


Figura 9. Perfil sísmico G-4 de Colomers a Figueres (A-Neógeno; B-Manto de Figueres-Montgrí; C-Manto del Cadí; D-Manto del Ser-rat(?); E-Eoceno Continental; F-Fms.Beuda+Perafita+Cadí; G-Basameto; H-Manto con basamento-Unidad Roc de Frausa)

Figure 9. Seismic profile G-4 from Colomers to Figueres (A-Neogene; B- Figueres-Montgrí thrust sheet; C- Cadí thrust sheet; D- Ser-rat thrust sheet (?); E- Continental Eocene; F- Beuda+Perafita+Cadí formations; G-Basement; H- thrust sheets with basement rocks - Roc de Frausa unit)

Los datos de subsuelo que tenemos para realizar el modelo son el sondeo Geot-1, proyectado al N unos 2 km, así como la línea sísmica S-23, paralela al modelo unos 5 Kms al S. Para el modelo original se ha dispuesto de un corte geológico de Fleta y Escuer (1991).

El modelo de densidades propuesto tras realizar modificaciones al original puede verse en la Figura 7, siendo el error medio de 0.21 mGal y el máximo 0.66 en el Km 15. La característica más destacable del mismo es un importante incremento de la potencia de los sedimentos neógenos hacia el E. Este engrosamiento propuesto por Fleta y Escuer (1991) es perfectamente compatible con las características de la anomalía gravimétrica residual. Los autores proponen que en esta zona la potencia máxima del recubrimiento neogeno de la Fosa del Empordà es de unos 1500 m. En nuestro modelo gravimétrico este recubrimiento lo ciframos en algo menos de 2000 m. La diferencia puede deberse al hecho de que nos hallamos en una zona cercana a la costa, donde las medidas no están bien distribuidas, por no existir datos de mar. De todas formas, lo que sí podemos afirmar es que en esta zona cercana a St. Pere Pescador existe la potencia más importante de materiales neógenos de toda la zona.

Otra característica importante del modelo que presentamos es la fractura que se observa en las proximidades del km 9, que corresponden a la prolongación al N de la falla de Ventalló. Ésta afecta a materiales alóctonos de similar densidad a los del modelo G-1, concretamente 2.60 g/cm^3 , que corresponden a los mantos de corrimiento formados fundamentalmente por materiales del Eoceno inferior y medio. Este juego de fracturas hace descender el autóctono y los materiales de los mantos cretácicos de forma significativa, condicionando considerablemente la estructura de la fosa.

También es destacable la presencia de materiales volcánicos interstratificados con los sedimentos neógenos. La situación de estas rocas en el modelo gravimétrico se debe más al mapa de anomalías magnéticas de la zona (Hernández, 1991), que no a la propia respuesta gravimétrica de los mismos, ya que, aunque su densidad es la mayor de todos los materiales que se encuentran en la zona (aprox. 2.90 g/cm^3), su escaso volumen condiciona una influencia pequeña en las anomalías de la gravedad.

Es posible que el zócalo cambie de naturaleza en el sector más oriental del perfil y pase a ser granítico, ya que

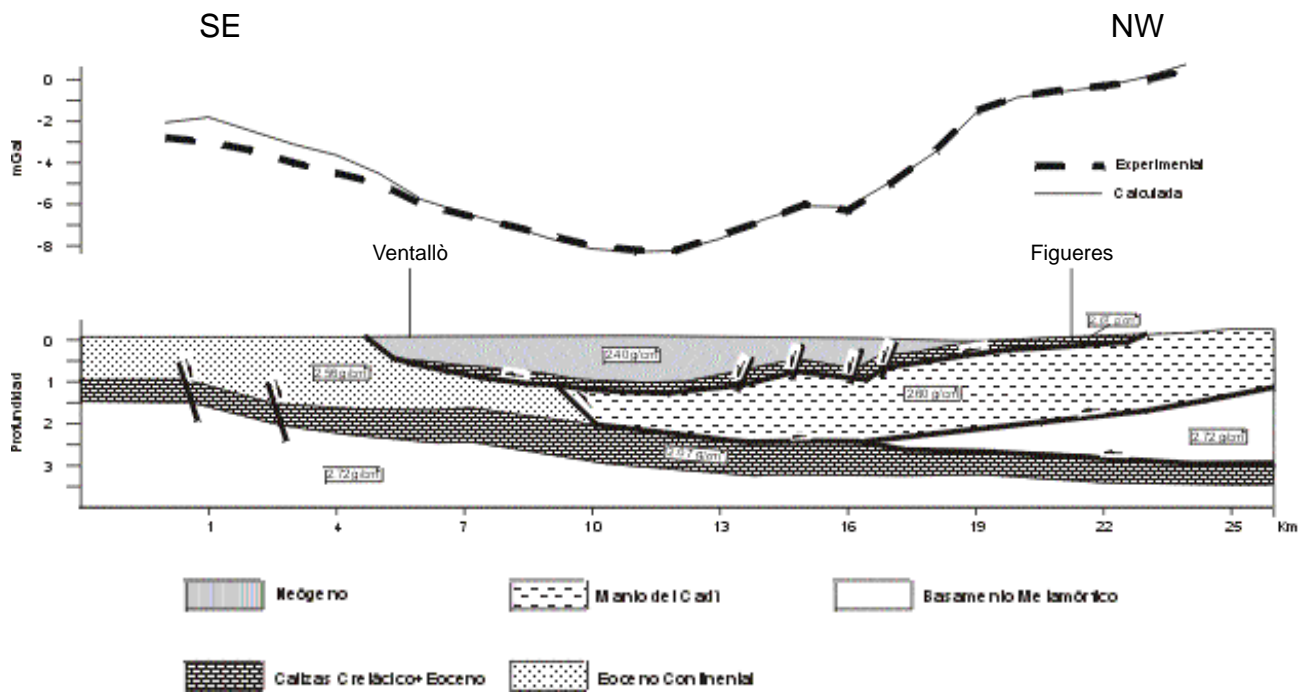


Figura 10. Modelo-C realizado entre Colomers y Figueres.

Figure 10. Gravity profile-C made between Colomers and Figueres.

las anomalías gravimétricas negativas se incrementan. Esto puede constituirse como un factor introductorio de error, ya que la densidad media para estos materiales es de aproximadamente 2.64 g/cm^3 , pero según el tipo de granitoides la densidad puede variar sensiblemente, alcanzando incluso 2.78 g/cm^3 en las tonalitas (Enrique, 1985).

A modo de conclusión, el adelgazamiento del Neógeno hacia el W y el engrosamiento hacia el E, propuestos por Fleta y Escuer (1991), es totalmente compatible con los datos aportados por la gravimetría. Además, la incorporación a este modelo de datos estructurales deducidos de la sísmica no distorsiona el proceso de modelización, en el que se obtienen ajustes aceptables entre la anomalía del modelo y la experimental.

Modelo-C. Perfil Colomers-Vilopriu-Figueres

El perfil gravimétrico que proponemos a continuación corta de NW a SE la denominada cubeta de Riumors. El modelo se ha realizado de forma un tanto tangencial a los principales gradientes gravimétricos, provocando que la anomalía gravimétrica del perfil sea bastante menor que en los casos anteriores.

El control del subsuelo lo aporta el perfil sísmico denominado G-4, que es prácticamente paralelo al modelo gravimétrico, aunque el perfil sísmico está a unos 4 km en dirección SW (Fig. 4). El Geot-1 se halla a unos 5 km E de este perfil, mientras que los sondeos Gerona-1 y Gerona-2 se hallan a unos 3 km al W del inicio del modelo gravimétrico. Por tanto, todos ellos deben proyectarse sobre el perfil, con el consiguiente riesgo de extrapolación. La idea de la estructuración del subsuelo que obtengamos de este perfil será aplicable al modelo, aunque no las profundidades de los vértices de los distintos polígonos.

Para la realización del modelo se ha utilizado un corte basado en datos de superficie de Pujadas et al. (1989). Dicho corte y el modelo gravimétrico que presentamos se hallan situados prácticamente en el mismo lugar, aunque también se ha utilizado el corte geológico de un informe interno de Unión Texas España (1988).

Perfil sísmico G-4

Observando el perfil G-4, se deducen características algo diferentes de las observadas en los perfiles anterior-

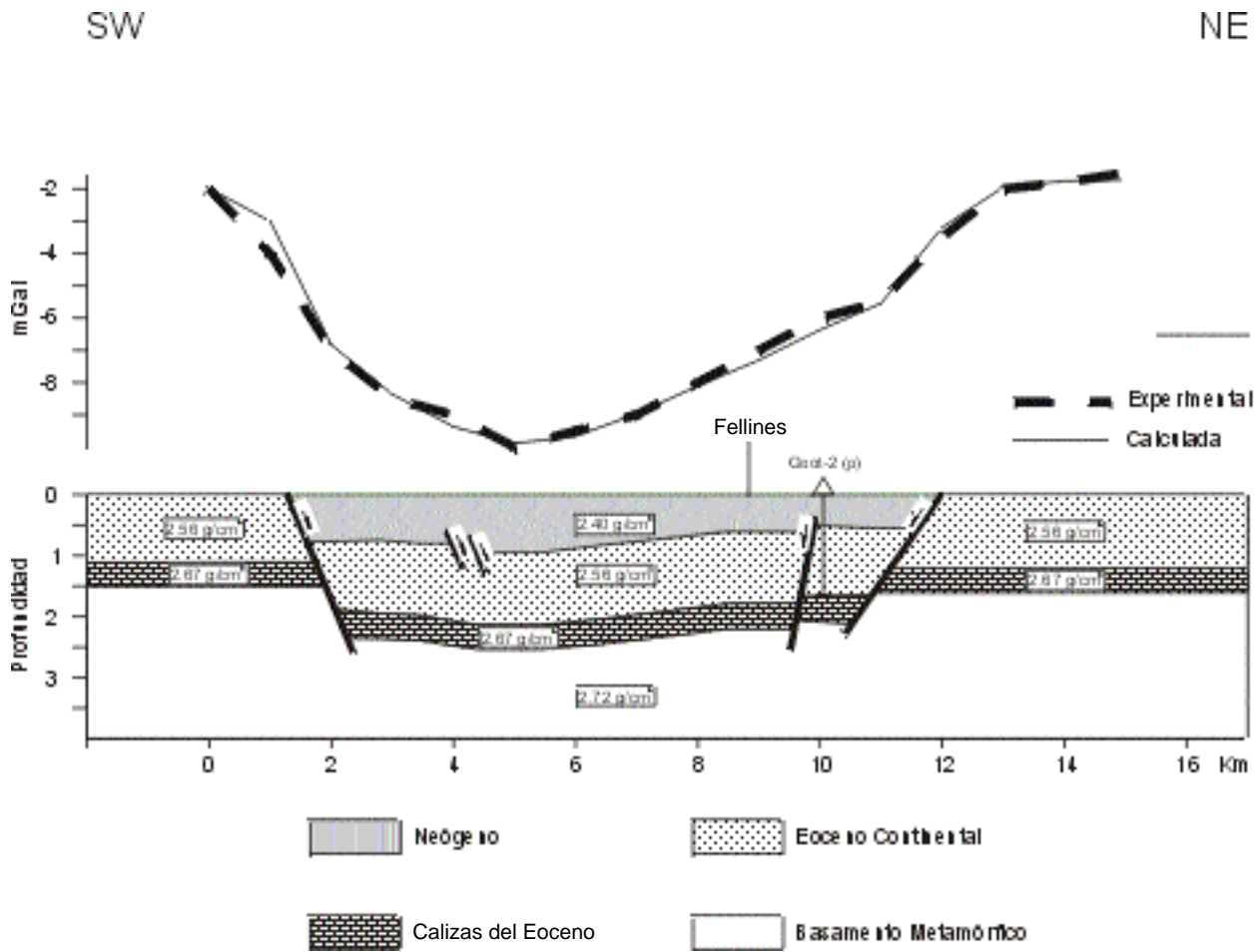


Figura 11. Modelo-D realizado en la cubeta de Fellines.

Figure 11. Gravity profile-D across the Fellines basin.

res (Figs. 5 y 7). En él se observa un grupo de reflectores muy intensos que cruzan el perfil de S a N (Fig. 9), aunque hacia el N llega un momento en que dejan de observarse claramente.

Estos reflectores los habíamos calado en el perfil G-1 como pertenecientes al autóctono relativo, y comprenden los equivalentes a la formación Beuda, Cadí, Perafita y Garumniense, que hacia la parte S del perfil ascienden hacia valores inferiores de tiempos dobles de reflexión. Una característica que se había apreciado en estos reflectores a lo largo de los perfiles anteriores, G-1 y S-23, era una intensa fracturación que hacía descender estos niveles del orden de 600 m, salto a partir del cual definíamos la falla de Ventalló. Este grupo de fracturas no son observables en este perfil, ya que los reflectores únicamente se hallan afectados por fallas de

poco salto y son bastante continuos a lo largo de todo el perfil. Esto se debe al hecho de que la dirección de esta falla es aproximadamente la misma a la del perfil G-4 y por tanto el perfil sísmico se sitúa siempre en la zona del bloque superior de la falla de Ventalló.

Otra característica importante de la sección sísmica son unos reflectores observables en el sector N. Estas reflexiones que parecen disponerse de forma asintótica a las reflexiones del autóctono comentadas anteriormente, se interpretan como planos de cabalgamiento.

El perfil no aporta dato alguno sobre la profundidad de los sedimentos neógenos, ya que el nivel de ruido es importante y no deja observar ningún reflector con claridad.

Perfil Gravimétrico-C

Este modelo, por su posición un tanto tangencial a la cubeta de Riumors (Figs. 2 y 3), tiene valores menos negativos de anomalía que los modelos anteriores. La amplitud es de 9.9 mGal, con un máximo de 0.5 mGal en el km 24 y un mínimo de -8.4 mGal en el km 11.

Como modelo inicial se ha tomado un corte geológico elaborado a partir de compromiso entre Pujadas et al. (1989) y Unión Texas España (1988).

Los valores de ajuste obtenidos en este modelo han sido satisfactorios, con un error medio de 0.28 mGal y un error máximo de 1.19 mGal en el km 1 del perfil.

El modelo que obtenemos es bastante similar estructuralmente al propuesto anteriormente que corresponde a la línea sísmica G-1 (Fig. 5). La parte central del modelo está ocupada por un polígono de materiales de baja densidad (2.40 g/cm^3), asimilados a los sedimentos neógenos que rellenan la cubeta.

En esta sección, el grosor máximo de la cubeta se corta al nivel de los kilómetros 11 y 12 (Fig. 10) donde alcanza casi los 800 m. La potencia disminuye rápidamente hacia el S y desaparece totalmente sobre el km 21 del modelo gravimétrico al norte de Figueres.

Intercalados con estos sedimentos existen materiales volcánicos de naturaleza básica (2.90 g/cm^3). Las anomalías magnéticas en el km 10 del perfil están relacionadas con estos materiales volcánicos. La potencia debe ser pequeña y no afecta al modelo gravimétrico.

Por debajo de estos materiales hemos modelizado un polígono con densidad igual a la de referencia (2.67 g/cm^3), que corresponde a materiales carbonatados de edad Cretácica, que se cortaron al perforar el sondeo Geot-1. En función del polígono que aparece en el proceso de modelización gravimétrica, parece que están bastante fracturados. Afloran al N cerca de Figueres y también intercalados con los materiales eocenos del alto de Colomers-Vilopriu.

Por debajo de este polígono al S, por asimilación a las columnas de los sondeos Gerona-1 y Gerona-2, situamos un polígono correspondiente a materiales continentales básicamente lutíticos y arenosos de edad eocena y a los que hemos atribuido una densidad media de 2.55 g/cm^3 . Por asimilación a los materiales del Eoceno Medio que encontramos al N, colocamos un polígono de

densidad 2.60 g/cm^3 , media de estos materiales, hasta aproximadamente el km 10 del perfil. A esta altura, en el perfil G-4 se observan los reflectores que se han atribuido a estos materiales, a menores tiempos de reflexión.

Por debajo, en la parte más meridional del modelo, nos hemos visto obligados a situar un polígono infrayacente de mayor densidad (2.72 g/cm^3). La presencia de este polígono es compatible con el corte de Pujadas et al. (1989) que, en una posición similar a ésta, involucran zócalo paleozoico en los cabalgamientos.

Este polígono también podría corresponder a materiales anhidríticos pertenecientes al manto del Serrat. Los dos materiales tienen alta densidad y podrían justificar la tendencia de la anomalía.

A más profundidad encontramos un polígono de densidad 2.67 g/cm^3 , interpretado como el autóctono relativo (Fms. Beuda, Cadí, Perafita y Garumniense). Este polígono se halla fracturado por las fallas neógenas que afectan a toda la cuenca.

Como basamento está constituido por materiales metamórficos Paleozoicos (2.72 g/cm^3), cortados en los sondeos Gerona-1 y Gerona-2. Estos remontan rápidamente hacia el S y se hunden de forma considerable al N.

Modelo-D. Perfil de Fellines

Este modelo se ha realizado al SW de la zona, en la cubeta de Fellines (Fig. 4), debido a que cerca de esta localidad existe la anomalía gravimétrica principal. La anomalía en esta zona es importante, ya que su amplitud es de 9 mGal en 15 km. El máximo del perfil está situado en el km 15 con un valor de -1.5 mGal, mientras que el mínimo está emplazado en el km 5 con un valor de -10.5 mGal.

Estos fuertes gradientes pueden ser explicados por la existencia de fallas al SW y NE. Al SW cerca de Banyoles, la prolongación al S de la falla de Albanyà presenta esta dirección. También, la falla que delimita la cubeta al NE, toma esta misma dirección, delimitando por la parte meridional el alto de Colomers-Vilopriu.

En este sector los controles de subsuelo son muy escasos, debido a que no existe ningún perfil sísmico de reflexión del cual tengamos constancia. Únicamente existe un sondeo, el Geot-2, bastante marginal a la cu-

beta (Fig. 4), y además, alcanzó escasa profundidad (749 m). El contacto entre el Neógeno y el Eoceno lo sitúan a 591 m de la boca del pozo, aunque de hecho lo marcan con un interrogante. Por tanto, no nos podemos basar en este dato para iniciar la modelización gravimétrica. Los datos aportados por los sondeos Gerona-1 y Gerona-2 son extrapolables a la parte final del perfil gravimétrico que se halla de igual modo dentro del alto de Colomers-Vilopriu, en una zona de escaso gradiente gravimétrico. Así, el modelo que obtengamos tendrá el inconveniente de no tener datos fijos de profundidad, ni estructuras definidas a partir de perfiles de sismica de reflexión, con lo cual los resultados de la interpretación del modelo han de considerarse como meras hipótesis con las correspondientes reservas.

Perfil Gravimétrico-D

El modelo propuesto para este perfil está basado en la presencia de dos fallas importantes. Una de ellas aflora en superficie alrededor del km 1 y coincide con la prolongación al S de la falla de Albanyà; la otra falla, situada en torno al km 13, delimita el afloramiento eoceno del alto de Colomers-Vilopriu.

A partir de estas premisas, el modelo gravimétrico propuesto (Fig. 11), está basado en la presencia de un polígono central que se extiende desde el km 1 al km 12,5 con materiales de baja densidad (2.40 g/cm^3). Este polígono corresponde a los materiales neógenos que rellenan la cubeta. El sondeo Geot-2 debería calarse cerca del km 7 aproximadamente, con lo cual en esta situación tendríamos que situar unos 600 m de materiales neógenos. Este espesor se ha incrementado en algo menos de 100 m, hasta los 700 m aproximadamente. Este aumento de potencia es imprescindible para respetar los parámetros de densidad tomados en los modelos gravimétricos anteriores, ya que en caso contrario deberíamos atribuir una densidad al Mio-Plioceno por debajo de 2.40 g/cm^3 , cosa bastante improbable.

Por debajo de este polígono, se propone la presencia de materiales de densidad 2.57 g/cm^3 . Estos aparecen aflorando a ambos extremos de la cubeta y corresponden a materiales terciarios continentales, de los que hemos hablado anteriormente.

A mayor profundidad, situamos un polígono con densidad igual a la de referencia (2.67 g/cm^3), que hemos interpretado anteriormente como el autóctono relativo. Estos materiales se cortan en el Gerona-1 y Gero-

na-2, algo más al S del km 15 del modelo. Por debajo, el zócalo de densidad 2.72 g/cm^3 está constituido por materiales metamórficos de naturaleza básicamente pelítica.

El ajuste de este modelo es bueno, ya que tiene un error medio de 0.21 mGal y un error máximo de 1 mGal en el km 1.

CONCLUSIONES

La geometría de esta fosa está condicionada por la presencia de estructuras extensionales con dos direcciones perpendiculares entre ellas, siendo la más importante la NW-SE. A esta dirección pertenecen las fallas de mayor salto, a las que se superponen otras en dirección NE-SW que, asociadas a las anteriores, compartimentan la fosa en diversos horst y grabens.

La fosa se estructura en dos cubetas principales, la de Riumors y la de Fellines. La primera es más extensa y tiene mayor potencia de sedimentos neógenos, mientras que la segunda, sin embargo, es muy subsidente, y probablemente tiene un cierto componente direccional. Esto se deduce del hecho de que las principales anomalías gravimétricas negativas se hallan cerca de la falla.

El grosor principal de sedimentos de relleno de la fosa se halla en la zona de Sant Pere Pescador, donde puede llegar a alcanzar los 2000 m. Este espesor decrece de forma rápida, especialmente en las proximidades de la falla de Roses.

La fractura de Ventalló condiciona de forma significativa la estructura de toda la zona, ya que conjuntamente con otra fractura de igual dirección situada al SE, configuran un importante alto estructural, deducido en la gravimetría y confirmado por los perfiles de sismica de reflexión.

Debido a su elevada densidad, los materiales volcánicos interestratificados en el Neógeno, modifican localmente el trazado de las anomalías gravimétricas, aunque levemente, debido a su escasa potencia. Observando las anomalías magnéticas de la zona (Hernández, 1991), se aprecia una cierta lineación NE-SW de los máximos, lo que hace pensar en una relación entre este volcanismo y las fracturas antes citadas de esta misma dirección. Este es un tema que deberá ser profundizado, ya que habitualmente se establece la relación entre este volcanismo y las fracturas de dirección NW-SE.

En esta zona se ha podido realizar una modelización gravimétrica compatible con datos de subsuelo (sísmica y sondeos), datos de magnetometría y cortes de superficie, con lo cual los resultados obtenidos, en cierta forma, constituyen una síntesis del conocimiento geológico y geofísico de la zona.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la revisión del trabajo al Dr. Josep Maria Casas que ha introducido mejoras en el mismo. También agradecen a Union Texas España Inc. la posibilidad de usar cortes geológicos y líneas sísmicas.

BIBLIOGRAFÍA

Casas, A., Torner, M., Banda, E., 1986. Mapa gravimètric de Catalunya 1/50.000. Servei Geològic de Catalunya. ICC. 135 p.

Donville, B., 1976. Géologie néogène de la Catalogne Orientale. Bull. B.R.G.M. sec.IV, nº 3, 177-210.

Enrique, P., 1985. La asociación plutónica tardiherciniana del macizo del Montnegre Catalánides septentrionales (Barcelona). Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 347 pp.

Fleta, J., Escuer, J., 1991. Sistemas sedimentarios de la cuenca neógena del Alto Empordà y su relación con la tectónica y el volcanismo. I Congr. Esp. del Terciario Exc., nº 7.

Hernández, E., 1991. Interpretación gravimétrica y magnética de las anomalías de la plana de Vic y del Empordà. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 197 pp.

Iglesias, R., 1985. Estudio gravimétrico de la depresión del alto Empordà. Tesis de Licenciatura. Fac. de Geología. Univ. de Barcelona. 70 pp., 3 planos.

Liesa, M., 1988. El metamorfismo del vessant Sud del massis de Roc de Frausa (Pirineu Oriental). Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 233 pp.

Pujadas, J., Casas J.M., Muñoz J.A., Sàbat, F., 1989. Thrust tectonics and paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area Southern Pyrenees. Geod. Acta, 3, 195-206, Paris.

Rivero, L., 1993. Estudio gravimétrico del Pirineo Oriental. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona. 272 pp.

Union Texas España Inc., 1988. Informe interno de la compañía del permiso Cardona.