

Aportaciones de la prospección geofísica al estudio del subsuelo del Berguedà y Solsonés. (pre-Pirineo Catalán, N.E. de la Península Ibérica)

LL. RIVERO, y A. CASAS

Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. Zona Universitaria de Pedralbes. 08071 - Barcelona.

RESUMEN

En este trabajo se presenta la interpretación por métodos geofísicos combinados de un sector del contacto entre el Pre-Pirineo y la Depresión Central Catalana.

Para tal fin se han utilizado dos técnicas de prospección geofísica complementarias, la sísmica de reflexión y la gravimetría. La primera detecta superficies sub-horizontales y la segunda masas con el suficiente contraste de densidad.

Para destacar el efecto de las anomalías gravimétricas locales se ha calculado el mapa de anomalías residuales filtrando el campo regional, que puede asimilarse a una superficie polinómica de segundo grado. La principal característica de este mapa es la presencia de mínimos gravimétricos alineados sobre las estructuras anticlinales.

La interpretación gravimétrica y la información obtenida de los perfiles sísmicos han revelado estructuras anticlinales cuyo núcleo está ocupado por materiales plásticos de baja densidad, interpretados como margas de la formación Igualada.

Palabras clave: Gravimetría. Sísmica de reflexión. Cabalgamiento. Margas.

ABSTRACT

A combined gravity and seismic study of a sector located in the limit of the Pre-Pyrenees and Catalanian Central Depresión structural units is presented.

Two sets of geophysical data are used: gravity and seismic reflection, which are complementary since one detects subhorizontal limits while the other serves to locate heterogeneous density masses.

To emphasize the local gravity anomalies, a residual map was obtained by removing the regional field, which is best represented by a second order trend surface. The most prominent features of this map are the gravity lows aligned over anticline structures.

Gravity modelling constrained by seismic reflexion data reveals the existence of a low density plastic marls tectonically accumulated on the nucleus of the anticlines.

Key words: Gravimetry. Seismic reflection. Thrust. Marls.

MARCO GEOLOGICO

La zona objeto del presente estudio se halla a caballo entre el Pre-Pirineo y la Depresión Central Catalana. Geográficamente comprende el rectángulo que describen las poblaciones de Sant Llorenç de Morunys, Berga, Puig-reig y Solsona (Fig.1).

Desde el punto de vista estructural se diferencian dos zonas bastante bien marcadas, una que corresponde al N de la línea de cabalgamientos de dirección E-W y otra al S de esta línea (Fig.2).

En el sector N afloran las unidades alóctonas Pirenaicas. Estas unidades corresponden a la terminación occidental del Manto del Pedraforca, perteneciente a la serie de Mantos Superiores (Clavell et al., 1988). En él, predominan las rocas de litología calcárea. El accidente tectónico que pone en contacto este sector con la zona de antepaís plegado es la prolongación hacia el oeste del cabalgamiento de Vallfogona. En este sector y cerca de Sant Llorenç de Morunys aflora la formación Sant Llorenç descrita por Solé Sugañes (1970), que tiene un marcado carácter detrítico con predominio de arcillas y margas.

El sector S corresponde a la zona del antepaís plegado. Desde el punto de vista litológico los sedimentos más abundantes son de naturaleza conglomerática en el N de la zona. Hacia el S pasan lateralmente a sedimentos de grano más fino (areniscas y arcillas).

La variabilidad de los afloramientos no es muy notable, a causa tanto de la monotonía de los depósitos como a la estructura, que no favorece los afloramientos



Figura 1.-Situación geográfica de la zona de estudio.

Figure 1.- Geographic situation of studied area.

tos en algunas de las formaciones infrayacentes. Sin embargo, se han descrito un conjunto de formaciones en la zona de estudio, de entre las cuales pueden destacarse las siguientes:

Fm. Sant Llorenç: Definida por Solé Sugañes (1970), aflora en el sector N de la zona. Litológicamente está constituida por areniscas de grano fino con niveles calizos. Es de edad Luteciense Inferior a Biarritziense Superior y Priaboniense.

Fm. Berga: Aflora de este a oeste en una franja de 5 a 8 km de anchura, con una composición esencialmente conglomerática (Sáez y Riba, 1986). Corresponde al Eoceno Superior y Oligoceno.

Fm. Solsona: Representa un cambio de facies de Norte a Sur de la formación Berga. Está constituida por areniscas arcósicas y lutitas depositadas en un medio sedimentario de llanura fluvial.

La estructura de la zona se resume en la existencia de una serie de alineaciones tectónicas de dirección SE-NW (Fig. 2), de las que cabe destacar las siguientes, de Norte a Sur.

Zona de Cabalgamientos: Esta zona queda al Norte del cabalgamiento de Vallfogona y su prolongación hacia el Oeste. Representa la parte frontal de las unidades alóctonas pirenaicas. Esta estructura, coloca en contacto materiales mesozoicos y terciarios con los conglomerados de la Formación Berga.

Antepaís plegado: En este sector existen una serie de estructuras que se caracterizan por su suavidad. Los flancos de estas estructuras raramente superan los 40 ó 45°. De Norte a Sur las más importantes son:

- Sinclinal de Prats.
- Anticlinal de Puig-reig.
- Sinclinal de Solsona.

Zona de discordancias: Esta zona está constituida por sedimentos conglomeráticos contemporáneos al movimiento de los cabalgamientos, que forman una serie de discordancias angulares descritas por Riba (1975). Sus afloramientos son visibles a lo largo del valle disectado por el rio Cardener. Esta zona representa el tránsito entre los sectores Norte y Sur de la zona de estudio.

ESTUDIO GRAVIMETRICO

Los datos gravimétricos utilizados para la interpretación de esta zona proceden de distintas fuentes:

Campaña realizada por el IGME para ERT en 1977, con un gravímetro tipo Worden Prospector. En esta campaña la nivelación se realizó por levantamiento topográfico con un taquímetro Wild T1-A.

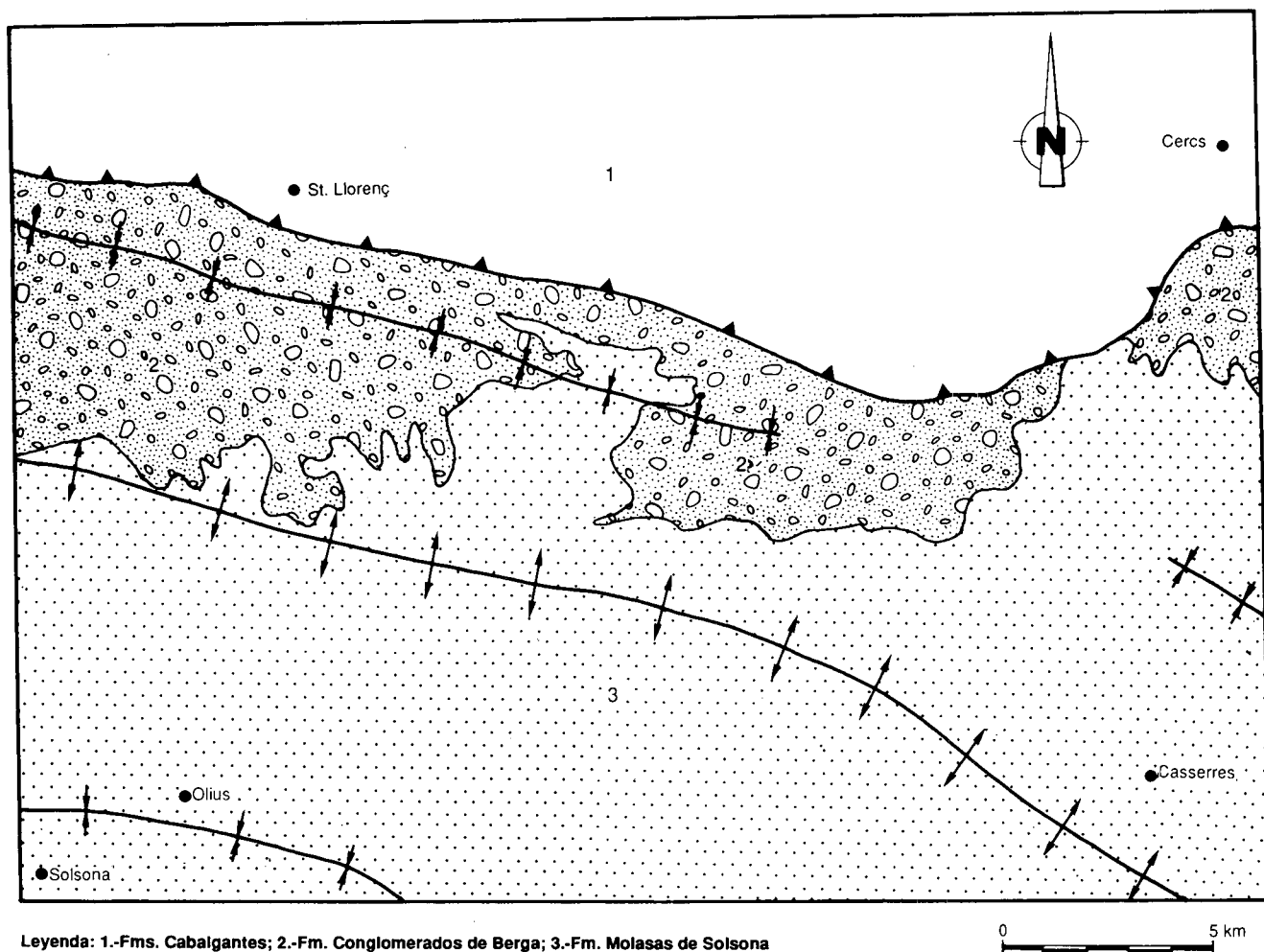


Figura 2.-Esquema litológico y estructural de la zona de estudio (Modificado de Sáez y Riba 1986).

Figure 2.- Lithologic and structural map of studied area. (Modif. from Sáez y Riba 1986).

Medidas dentro de la zona realizadas para la elaboración del Mapa Gravimétrico de Catalunya (Casas et al. 1986). Este estudio de carácter regional presenta una cobertura media de una estación cada 13 km².

Campaña complementaria, realizada específicamente para este estudio con la finalidad de cubrir los huecos de información existentes en las anteriores campañas. Este nuevo grupo de medidas se han realizado con un gravímetro Lacoste & Romberg modelo G. La deter-

minación de las cotas altimétricas de los puntos de medida se ha llevado a cabo con un altímetro barométrico Pauli modelo MD-5.

La red de bases utilizada en la campaña gravimétrica del Instituto Geológico y Minero de España en 1977 estaba referida a un sistema propio distinto del International Gravity Standardization Net (IGSN'71). Para poder integrar todos los datos disponibles ha debido realizarse una homogenización previa de los sistemas

de referencia. Para ello se ha enlazado la base del Hotel San Roque utilizada por el IGME, con la situada en la Catedral de Solsona, que pertenece a la red de bases gravimétricas establecidas durante la realización del Mapa Gravimétrico de Catalunya (Casas *et al.*, 1986). El enlace entre las dos bases se ha efectuado con un gravímetro Lacoste & Romberg mediante cinco medidas consecutivas entre ambas bases. Una vez efectuadas las correspondientes correcciones de marea gravimétrica y de deriva instrumental la diferencia de gravedad hallada ha sido de 19.08 ± 0.02 mGal, valor que se ha sustraído a todos los datos de gravedad observada de la campaña del IGME.

El número total de estaciones gravimétricas utilizadas ha sido de 840 para cubrir una superficie aproximada de 700 km^2 , lo que representa una cobertura media de algo más de una estación por km^2 . Sin embargo, la distribución de las estaciones no es del todo homogénea, ya que se sitúan preferentemente a lo largo de las vías de comunicación y en los alrededores de las zonas anómalas.

Densidad de reducción

La elección de la densidad de reducción ideal en estudios gravimétricos regionales que abarcan zonas de litología variable es una decisión compleja. En general, se considera que la densidad más adecuada es aquella que, aparte de las relaciones gravimetría-estructura, presenta una menor influencia de la topografía sobre la anomalía de Bouguer.

En nuestro caso hemos aplicado una generalización del clásico método de los perfiles de Nettleton, consistente en extender la comparación al conjunto de la superficie del área de estudio. Dada la existencia, a escala regional, de una correlación negativa entre la topografía y la anomalía de Bouguer, como consecuencia del engrosamiento cortical bajo la cordillera, se ha considerado más adecuado tratar los datos de anomalía residual que el propio valor de anomalía de Bouguer.

El método empleado para la determinación de la densidad media del terreno ha consistido en calcular el coeficiente de regresión múltiple entre la superficie topográfica y la anomalía residual gravimétrica procesada con distintas densidades de reducción comprendidas entre 2.0 y 2.8 g/cm^3 a intervalos de 0.1 .

La anomalía residual calculada con baja densidad de reducción muestra correlación positiva con la topografía, mientras que cuando la densidad es elevada el coeficiente de regresión es negativo. Los valores de densidad que muestran una menor correlación están entre 2.4 y 2.5 g/cm^3 , por tanto, hemos tomado como densidad de reducción ideal 2.45 g/cm^3 (Fig. 3).

Corrección Topográfica

El cálculo de la corrección topográfica en gravimetría es siempre una cuestión delicada, sobre todo en áreas montañosas como la del presente estudio, que pasa desde valores inferiores a los 500 m en la depresión del Bages y los valles del Llobregat y el Cardener hasta altitudes considerables en las Sierras del Port del Comte (2332 m), de Ensija (2307 m) y los Rasos de Peguera (2056 m) al norte. Por ello, se decidió abordar su realización de la forma más exacta posible, sin perder por ello la operatividad. Como el efecto de la topografía disminuye de forma cuadrática con la distancia se ha dividido el área de influencia alrededor de las estaciones de medida en diferentes zonas o sectores, que hemos denominado corrección próxima, media y lejana, aplicando en cada caso los métodos de cálculo considerados como más adecuados.

La corrección próxima, considerada desde el punto de medida hasta una distancia de 50 m , ha sido evaluada por el propio operador en el campo utilizando el método de Klingelé (1981).

La corrección media, desde 50 hasta 1529 m , se ha efectuado utilizando el método de la plantilla de Hammer (1939) sobre los mapas topográficos a escala $1/50.000$.

La corrección lejana, desde 1529 hasta 21944 m , se ha realizado, en las estaciones de la campaña complementaria, mediante cálculo automático por ordenador empleando una matriz digital del terreno de malla cuadrada de 1 km de lado, que discretiza el terreno en forma de prismas cuyo cálculo por ordenador es muy sencillo. La campaña del IGME había evaluado este efecto mediante el método de la doble interpolación propuesto por Neumann (1963).

Una vez efectuadas todas las correcciones se constató la existencia de notables discrepancias entre los valores de la corrección topográfica de estaciones próximas pertenecientes a campañas diferentes, lo que producía distorsiones en el trazado final del mapa de anomalías de Bouguer.

Como el método para calcular las correcciones próxima y media era el mismo en todas las campañas, se estimó que tal efecto podía ser debido a un error sistemático en la evaluación de la corrección lejana. Particularmente, el error podía provenir de defectos en los datos de la matriz digital o bien a la falta de precisión en la evaluación de la corrección lejana de la campaña del IGME realizada por el método de la doble interpolación de Neumann (1963).

Para comprobar esta hipótesis distintos operadores realizaron la corrección topográfica de varias estaciones de la campaña del IGME por el método de Hammer, incluyendo las zonas J, K, L y M, ya que dicho

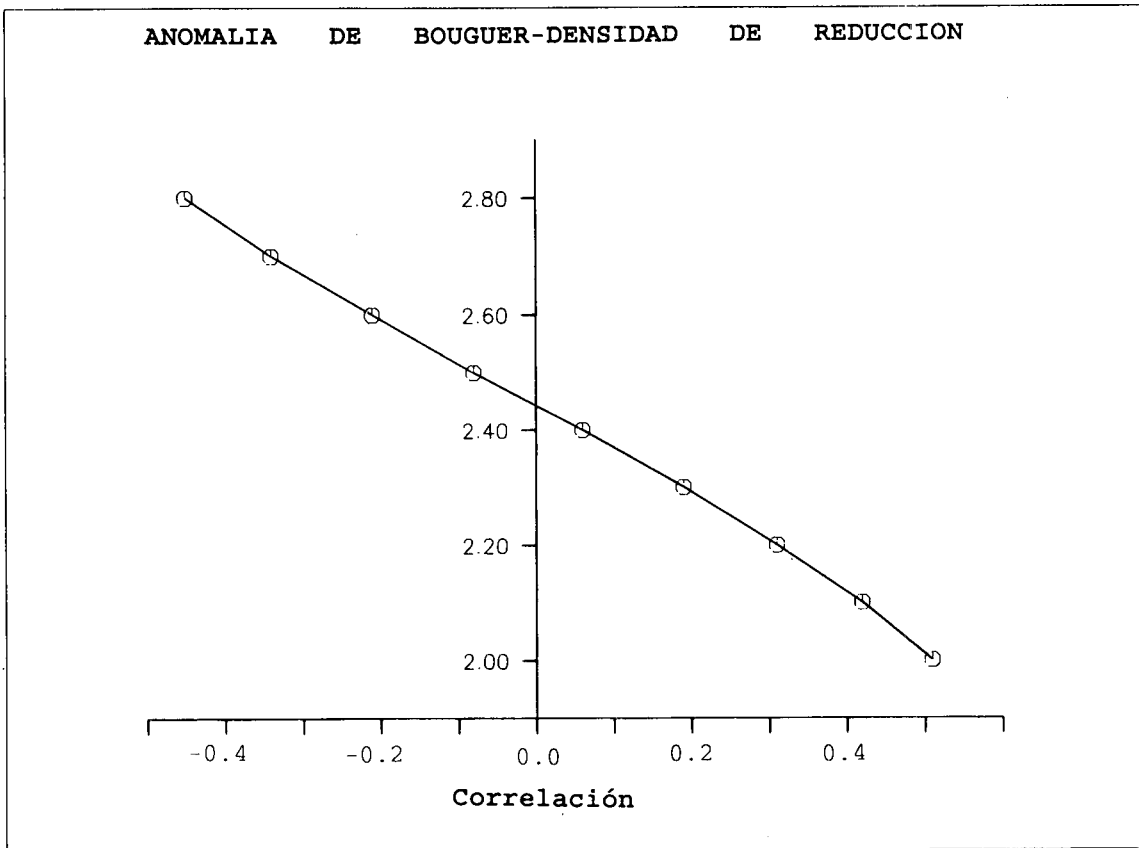


Figura 3.-Gráfico del cálculo de la densidad de reducción ideal de la zona según una variación del método de Nettleton.

Figure 3.- Graphic of ideal reduction density area, calculated by a variation of Nettleton method.

método puede ser considerado como estándar a pesar de la subjetividad que supone la determinación de la altitud media de cada compartimento.

El resultado de este ejercicio fue que las correcciones topográficas con la matriz digital presentaban valores muy aproximados con el método gráfico de Hammer, mientras que la aplicación del método de la doble interpolación se desviaba sistemáticamente con una clara tendencia a subvalorar el efecto topográfico en los valles profundos y a sobrevalorarlo en los relieves elevados.

En consecuencia, para homogeneizar el tratamiento de la corrección topográfica se decidió recalcular todas las correcciones topográficas de la campaña del IGME con la matriz digital. Comparando los resultados de la corrección automática con la matriz digital respecto del método de la parábola de Neumann, se encontraron casos extremos con diferencias de hasta 1.8 mGal. Puede considerarse, por tanto, que el método de Neumann es adecuado sólo en zonas de relieve moderado, pero que en zonas montañosas su aplicación puede conducir a errores significativos.

Anomalia de Bouguer

La anomalía de Bouguer puede definirse como la diferencia entre el valor de la gravedad observada respecto de la gravedad teórica, es decir la gravedad normal sobre el elipsoide calculada a partir del Geodetic Reference System (GRS'67) y reducida hasta la superficie del terreno mediante la aplicación de las correspondientes correcciones de aire libre, lámina de Bouguer y topográfica.

$$AB = G_{obs} - G_t$$

donde AB es la anomalía de Bouguer, G_{obs} es la gravedad observada y G_t es la gravedad teórica reducida hasta el punto de medida.

$$G_t = G_n - 0.3086 h + 0.04191 h d - t$$

donde G_n es la gravedad normal sobre el elipsoide
 h es la altitud de la estación sobre el nivel del mar
 d es la densidad de reducción
 t es la corrección topográfica

$$G = 978.0319 (1 + 0.0053024 \sin^2\varnothing - 0.0000059 \sin^2 2\varnothing)$$

donde \varnothing representa la latitud geográfica de la estación

A partir del valor de anomalía de Bouguer en cada una de las estaciones distribuidas aleatoriamente sobre la zona de estudio se ha interpolado a una malla regular de 250 m de lado mediante el método de paraboloides móviles de Laporte (1962). El resultado de esta interpolación a generado una matriz de 86 líneas por 160 columnas, que posteriormente ha dado lugar al trazado automático de las isolíneas en plotter con un intervalo de 1 mGal.

El mapa de anomalía de Bouguer de la zona de estudio (Fig. 4) muestra un gradiente regional acusado desde -57 mGal en Puig-reig hasta -80 mGal cerca de St. Llorenç de Morunys. La dirección de este gradiente varía desde una clara tendencia SE-NW en el extremo inferior hasta prácticamente N-S más al norte. Sobreimpuestas a este efecto regional, producido por el engrosamiento cortical bajo la cordillera pirenaica, destacan una serie de anomalías de limitada extensión y particularmente un mínimo gravimétrico muy acusado al norte de Solsona cerca del pueblo de Olius.

Anomalía Residual

La anomalía de Bouguer se ha descompuesto en dos componentes, una de carácter regional (A_R) y otra residual o local (A_L):

$$A_B = A_R + A_L$$

Aunque el concepto de anomalía regional es función de la escala del estudio, en nuestro caso puede considerarse como producida por el engrosamiento de la corteza en la zona de contacto entre las placas ibérica y europea como consecuencia de la estructuración de la cordillera, según han mostrado los resultados de la interpretación gravimétrica (Torné *et al.*, 1989) a lo largo del perfil ECORS (Choukroune *et al.*, 1987). En cambio, la anomalía residual está producida por el efecto de cuerpos más superficiales.

Para poder filtrar el efecto de la componente regional se ha sustraído a la anomalía de Bouguer una superficie polinómica ajustada según el criterio de mínimos cuadrados:

$$\Sigma A_L^2 = \text{mínimo}$$

donde A_L es la componente del campo residual.

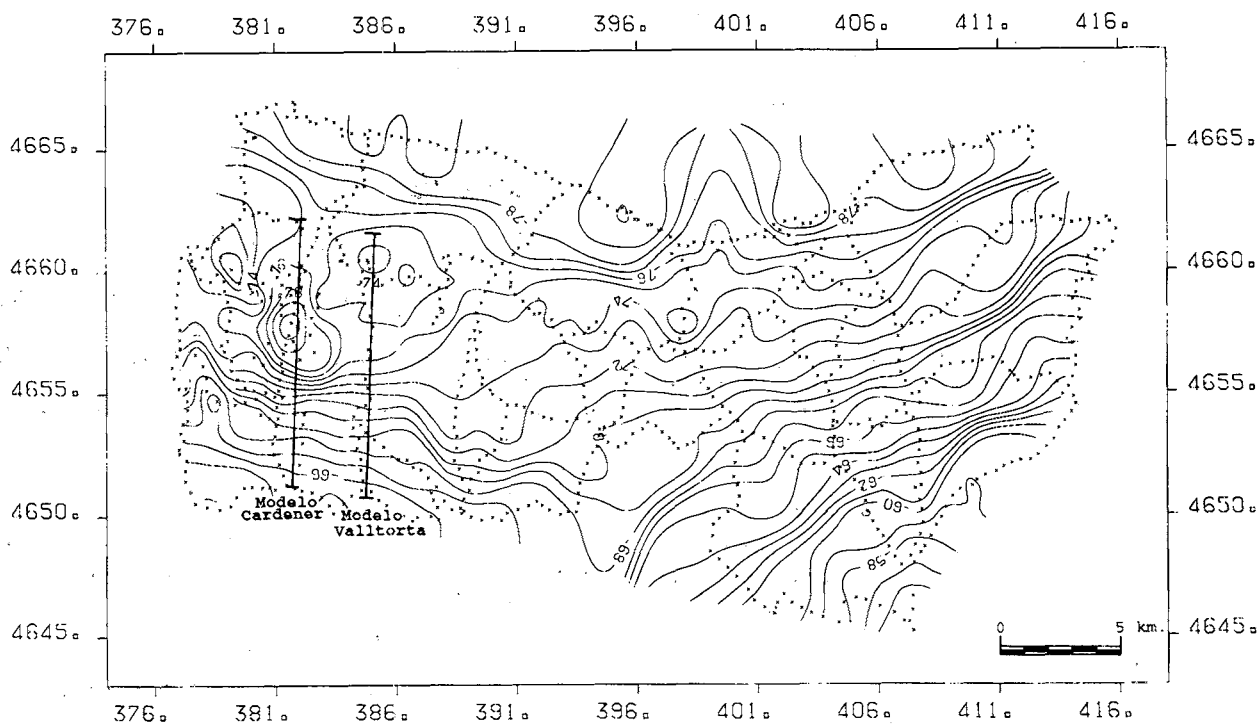


Figura 4.- Mapa de anomalías de Bouguer de la zona de estudio. Los puntos marcan la situación de las medidas.

Figure 4.- Bouguer anomalies map that shows all the measured points.

La dificultad estriba en hallar el grado ideal del polinomio en el ajuste, en nuestro caso y basándonos en la tendencia del mapa gravimétrico de Catalunya se ha elegido un polinomio de segundo grado, que presenta un grado de ajuste del 95%.

En el mapa de anomalías residuales (Fig. 5) se observan tres alineaciones de anomalías gravimétricas, dos positivas y una negativa, que parecen relacionadas con estructuras geológicas aflorantes. Los máximos coinciden con los sinclinales de Prats y Solsona y el mínimo con el anticlinal de Puig-reig.

SISMICA DE REFLEXION

En este apartado del estudio se han recopilado todos los perfiles disponibles de sísmica de reflexión realizados anteriormente por diferentes compañías petroleras.

Cada uno de los perfiles sísmicos se ha interpretado trazando los principales reflectores y correlacionando los perfiles en función de sus intersecciones para poder tener una visión más o menos completa de toda la zona de estudio. Además, se ha intentado seguir siempre los reflectores hasta los sondeos existentes en la zona, el Jabalí-1 y el Puig-reig-1 (Lanaja, 1987), para de este modo poder identificar el límite litológico de los distintos reflectores.

Para convertir la escala vertical de las secciones sísmicas a profundidades se ha buscado la relación existente entre ambas variables en los pozos y también determinando la variación de la velocidad de las ondas sísmicas en profundidad. Para ello, se han tomado las velocidades de procesamiento en distintos intervalos de reflexión y se ha determinado la función parabólica de mejor ajuste que ha resultado ser:

$$v = 3975.9 + 679.3 t - 58.2 t^2$$

donde v es la la velocidad expresada en m/seg. y t el tiempo doble en segundos.

Una vez realizado todo este proceso se han trazado mapas de isóbatas e isópacas de los reflectores mejor caracterizados. El mapa más significativo de entre todos los obtenidos es el correspondiente a las isópacas del Eoceno Superior (Fig. 6), donde puede apreciarse la existencia de una aparente acumulación de estos materiales tanto en los alrededores del pueblo de Olius, como también a lo largo del anticlinal de Puig-reig.

Por tanto, parece evidente la existencia de una relación entre el grosor de los sedimentos del Eoceno Superior y las zonas que presentan anomalía gravimétrica negativa.

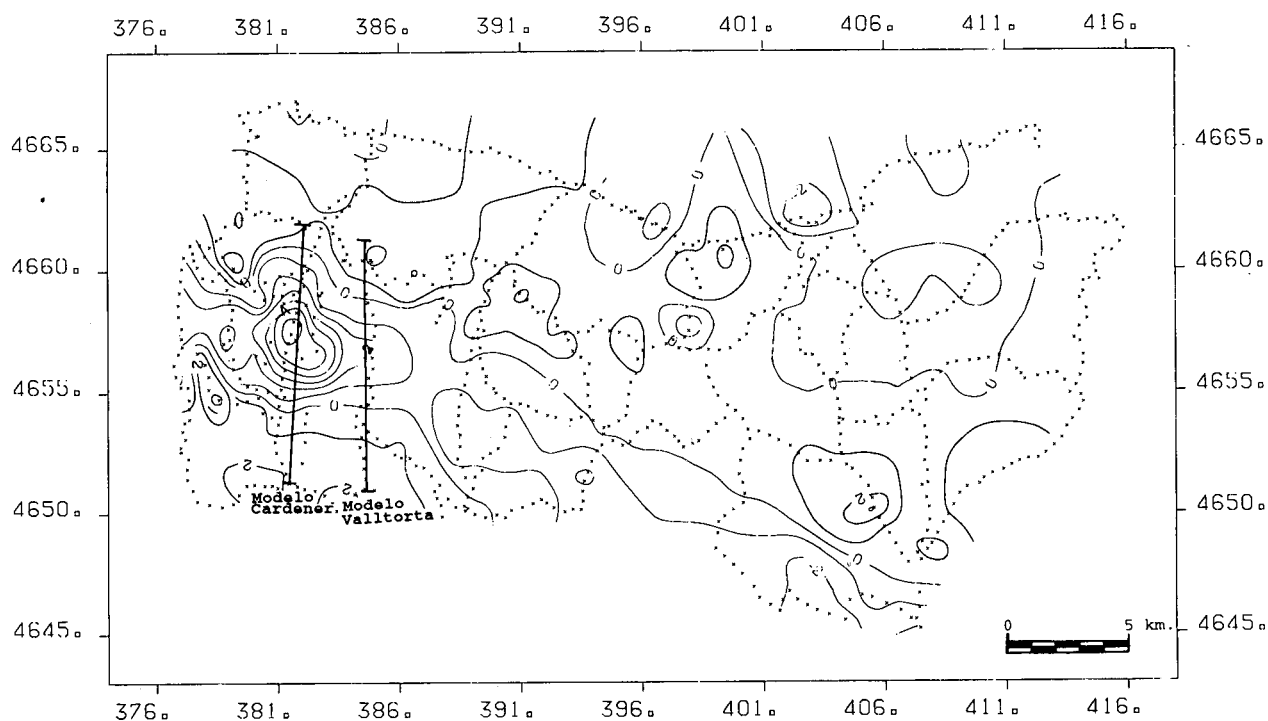


Figura 5.-Mapa de anomalías de Residuales de la zona de estudio. Los puntos marcan la situación de las medidas.

Figure 5.- Residual anomalies map.

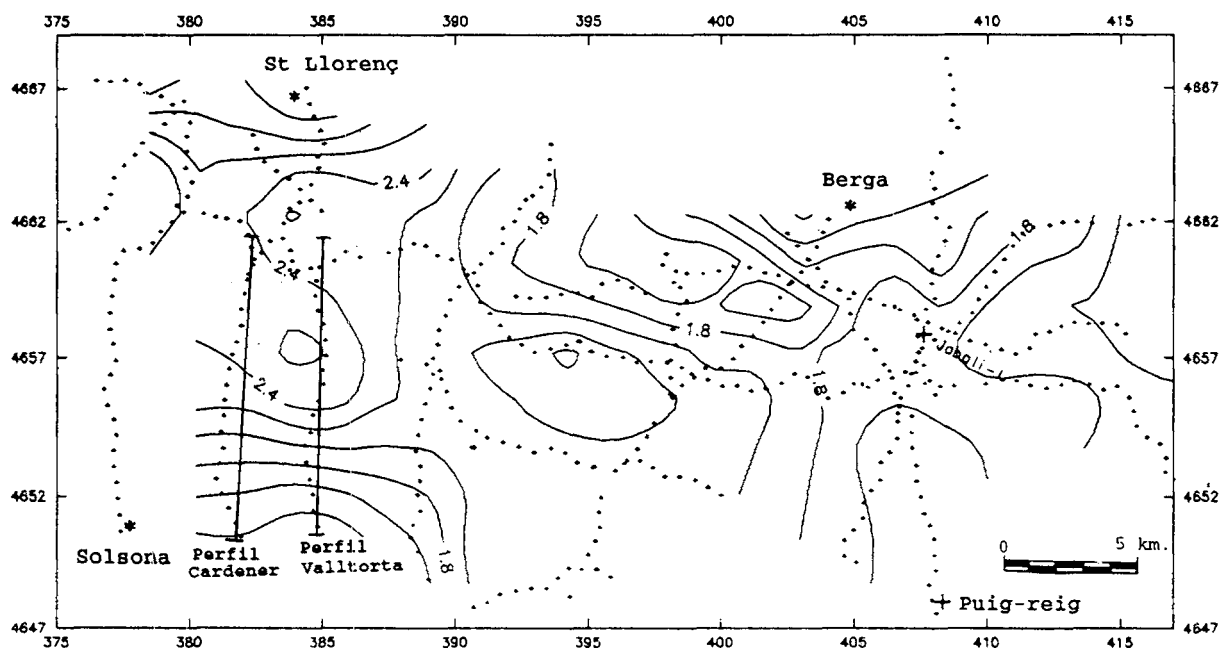


Figura 6.-Mapa de Isópacas del Eoceno Superior.

Figure 6.- Upper Eocene isopach map.

Los perfiles más claros, y que además cortan de N a S la anomalía gravimétrica negativa principal, son el S-2 y S-11 que corresponden al torrente de la Valltorta y al valle del río Cardener respectivamente (Figs. 7 y 8). Estos perfiles han sido utilizados, conjuntamente con el estudio de la geología de superficie (Anadón et al. 1989), para obtener los modelos geológicos iniciales de la interpretación gravimétrica.

MODELIZACION GRAVIMETRICA

La interpretación cuantitativa de las anomalías gravimétricas más importantes se ha realizado por modelización utilizando los algoritmos de Talwani et al (1959) en el caso de estructuras bidimensionales y de Cady (1980) para $2\frac{1}{2}$ D. La diferencia en considerar para la estructura de margas acumuladas en el núcleo anticlinal una extensión infinita o limitada lateralmente 3 km lateralmente es solamente de 0.1 mGal, inferior al error cometido en el cálculo de la anomalía de Bouguer. Por tanto, dado el escaso control lateral disponible y la mayor rapidez de cálculo de las anomalías en 2D se ha utilizado este método para la interpretación de las anomalías.

Se han realizado dos modelos, uno en el valle del Cardener paralelo a la línea sísmica llamada S-11 (Fig. 8) y otro en el torrente de la Valltorta paralelo al perfil sísmico S-2 (Fig. 7).

Como modelo inicial en el Valle del Cardener se ha dispuesto de un corte geológico compensado geoméricamente de Anadón et al. (1989). Este corte se modificó ligeramente en función de la interpretación del perfil sísmico S-11 y fue la base a digitalizar para obtener el modelo de sección poligonal a utilizar en la interpretación gravimétrica.

En cuanto al modelo del valle del torrente de la Valltorta, la única base de la que se disponía era el perfil de sísmica de reflexión S-2.

El proceso iterativo de interpretación gravimétrica por ajustes sucesivos empleado en este estudio está resumido en el esquema de la Fig. 9.

Determinación de Densidades

Para poder realizar un modelado gravimétrico preciso deben conocerse, lo más exactamente posible, las densidades de las distintas formaciones que intervienen en el modelo.

El mejor método para conocer las densidades «in situ» de las distintas formaciones a las distintas profundidades, es conocer la densidad obtenida por los logs de densidades de los sondeos. En nuestro caso esto no se pudo aplicar a la mayor parte de las formaciones, ya que el único sondeo con diagráfias disponibles es el Jabalí-1, que se encuentra situado en uno de los márgenes de la zona de estudio, lo que implica que existan formaciones muy potentes como los conglomerados de la Formación Berga y en cambio otras formaciones

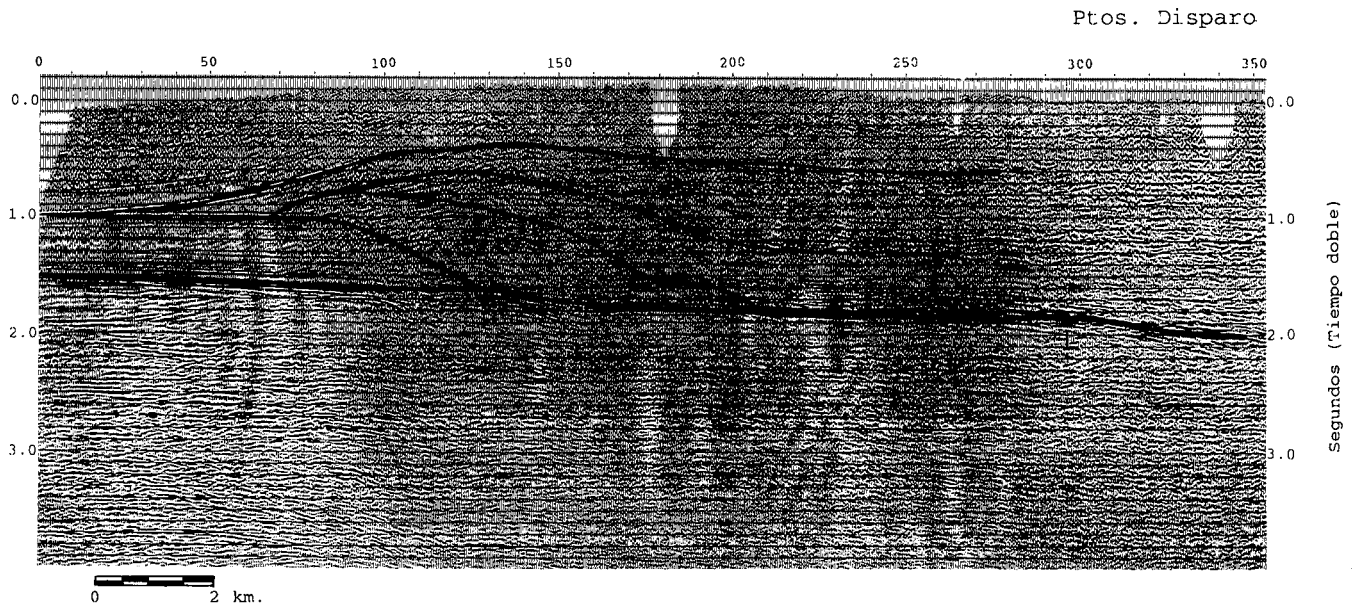


Figura 7.-Perfil de sísmica S-2, paralelo al valle de la Valltorta.

Figure 7.- Seismic profile S-2. Valltorta valley.

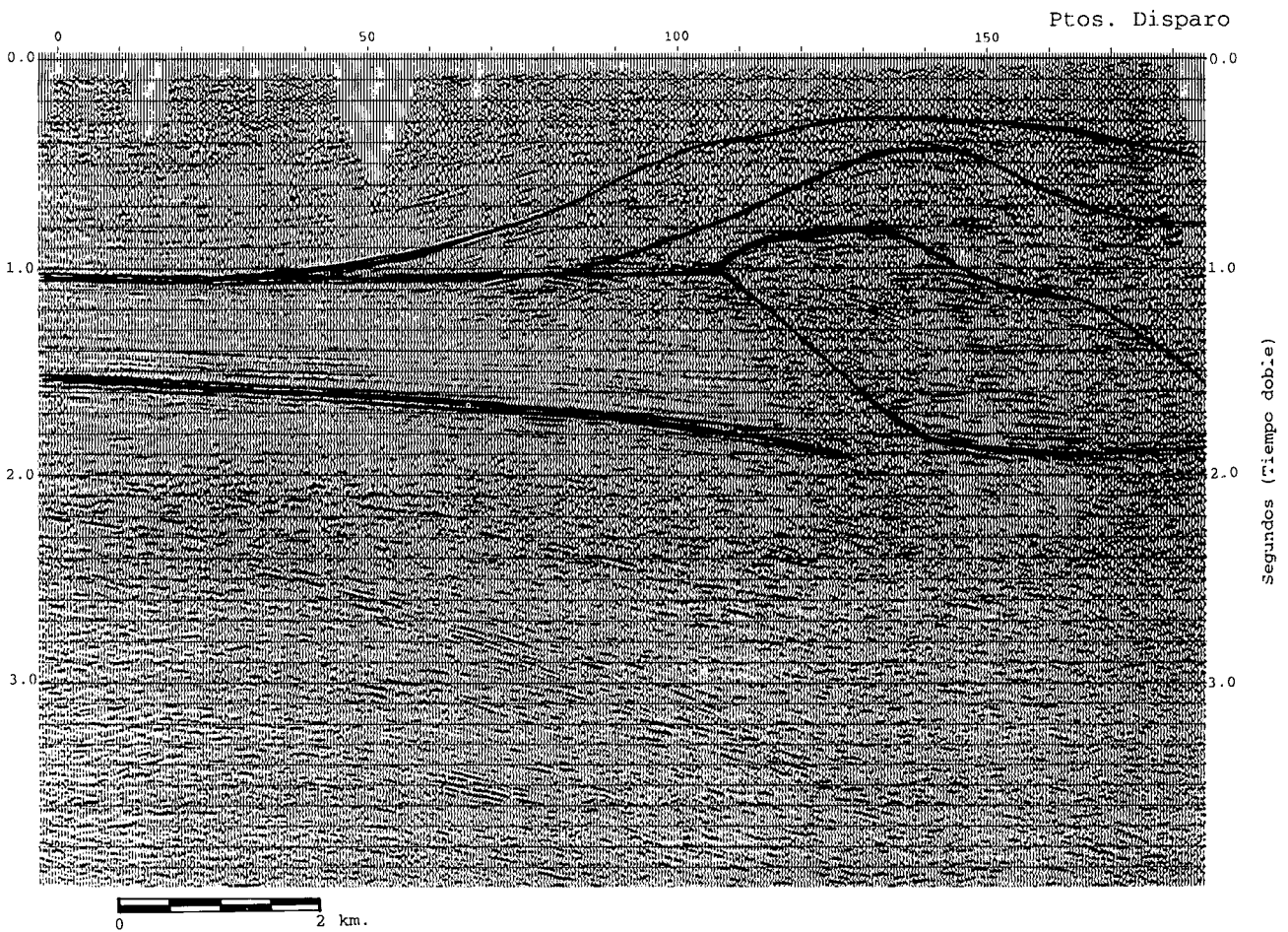


Figura 8.- Perfil de sísmica S-11, paralelo al valle del Cardener.

Figure 8.- Seismic profile S-11. Cardener valley.

como las margas de la Formación Igualada no lleguen tan al Norte.

Por tanto, para el estudio de densidades se han utilizado muestras de superficie de todas las formaciones aflorantes en la zona. Las muestras de las formaciones infrayacentes se han recogido en otros afloramientos, lo más cerca posible para evitar el efecto de los cambios laterales de facies. Este ha sido el caso, por ejemplo, de las muestras de la Formación margas de Igualada que se han recogido en las inmediaciones de la localidad de Oliana.

El procedimiento utilizado para la determinación experimental de la densidad de las muestras ha sido el clásico de la doble pesada en aire y en agua, parafinando las muestras disgregables.

La mayor parte de las rocas sedimentarias presentan un aumento de la densidad en profundidad como consecuencia de la disminución de la porosidad debido a la compactación litostática. Para minimizar el error que podría producirse al aplicar las densidades superficiales a los modelos gravimétricos, se han considerado las funciones de Maxant (1980), que relacionan el aumento de la densidad con la profundidad, para cada tipo de litología. Por tanto, la densidad corregida en función de la profundidad es la que se ha aplicado a cada formación en el momento de preparar los modelos gravimétricos.

Modelo del Valle del Cardener. Perfil sísmico S-11

El modelo realizado paralelamente al río Cardener y a la línea S-11, es el que puede observarse en la

FORMACION	LOCALIZACION	DENSIDADES
Margas de Igualada	Oliana	2.35 - 2.40
Molasas de Solsona	Olius	2.47 - 2.63
Calizas Cretácicas	N de Berga	2.61 - 2.68
Molasas de Berga	Berga	2.63 - 2.72

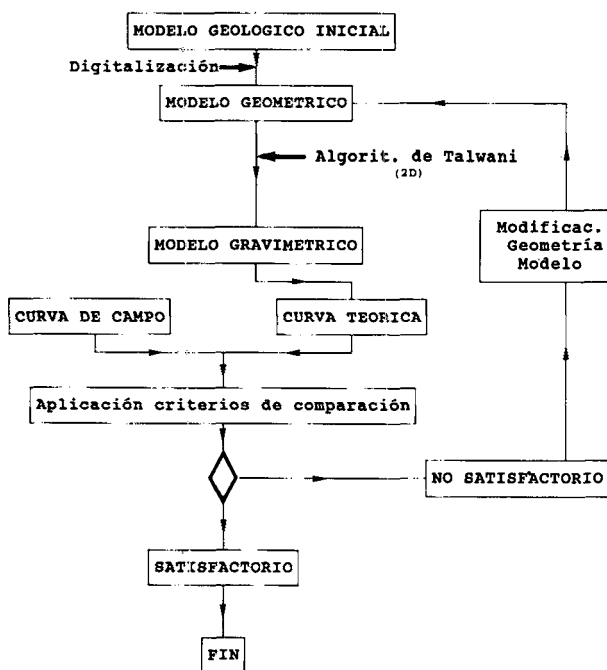


Figura 9.- Esquema de la realización del modelado gravimétrico.

Figure 9.- General gravimetric procedure.

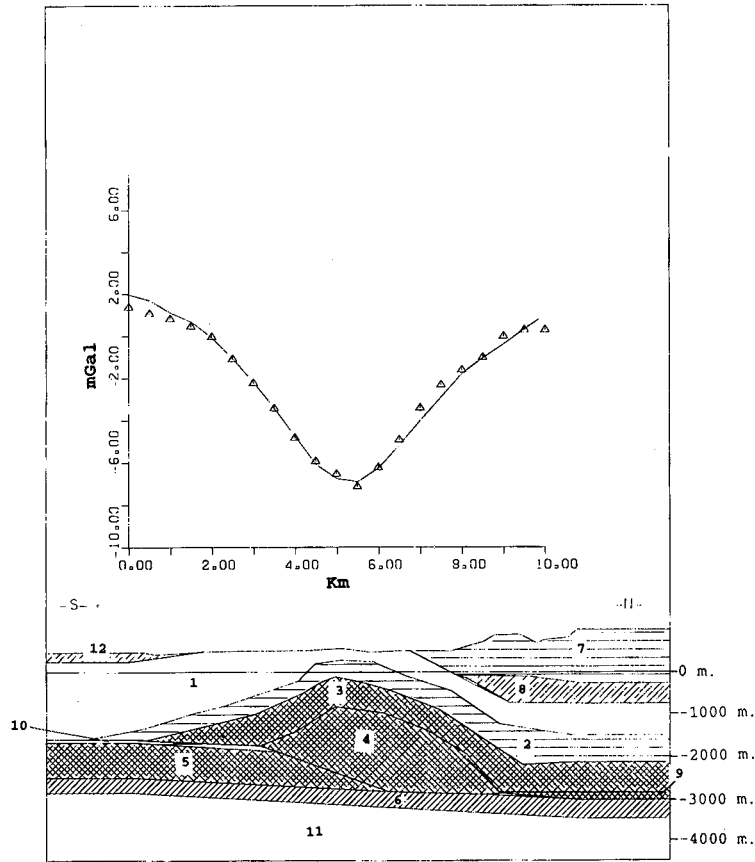
Fig. 10-A en el que se aprecia una acumulación importante de materiales de baja densidad 2.4 g/cm^3 en el lugar donde existe el mínimo gravimétrico. Esta estructura, como puede observarse en la Fig. 10-B, se ha interpretado como una acumulación de margas de la Formación Igualada, a causa de un cabalgamiento de dirección N-S que dispone materiales de esta formación sobre ellos mismos, utilizando como nivel de despegue las evaporitas de la Formación Beuda al Este y al Norte, y las de la Formación Cardona al Sur y Oeste.

El error medio en el ajuste de la curva experimental respecto a la teórica es de 0.25 mGal y el máximo de 0.67 mGal en el kilómetro 7.5 del perfil.

Modelo de la Valltorta. Perfil S-2

Este perfil transcurre paralelamente al anterior desplazado unos 6 km hacia el este. En este caso, debido a la escasez de afloramientos, el modelo inicial se ha tomado del perfil sísmico S-2 e incorporando la información deducida del modelo del valle del Cardener.

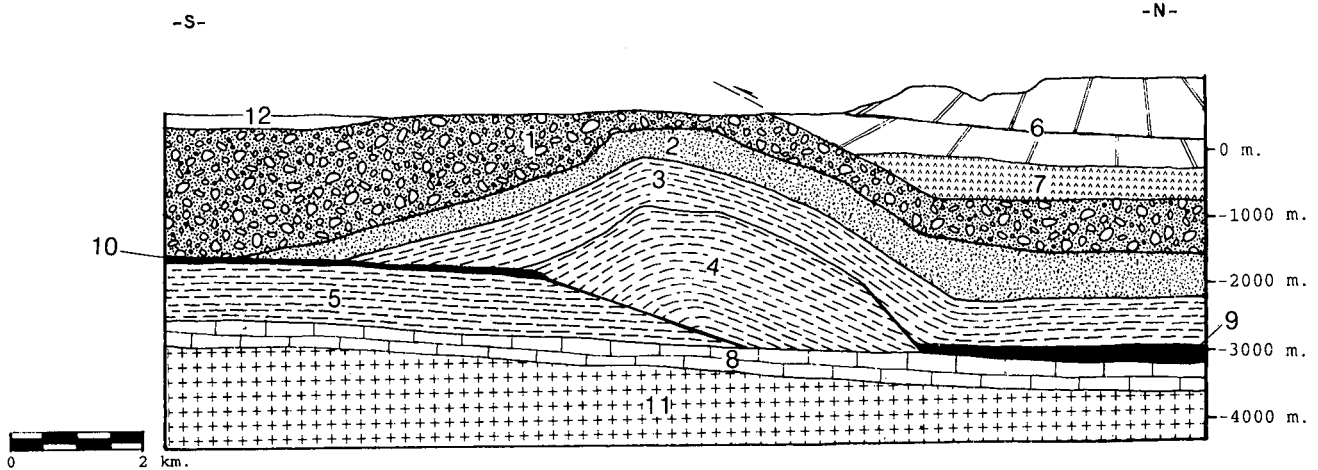
Una vez ajustada la curva teórica a la real por medio de modificación progresiva del modelo se ha obtenido un error medio en el ajuste de 0.3 mGal y un error máximo de 0.7 mGal .



Densidades: 1) 2.67; 2) 2.63; 3) 2.38; 4) 2.39; 5) 2.38; 6) 2.77; 7) 2.66;
8) 2.56; 9) 2.90; 10) 2.74; 11) 2.72; 12) 2.50

Figura 10-A.-Modelo de densidades realizado en el valle del Cardener paralelo al perfil S-11.

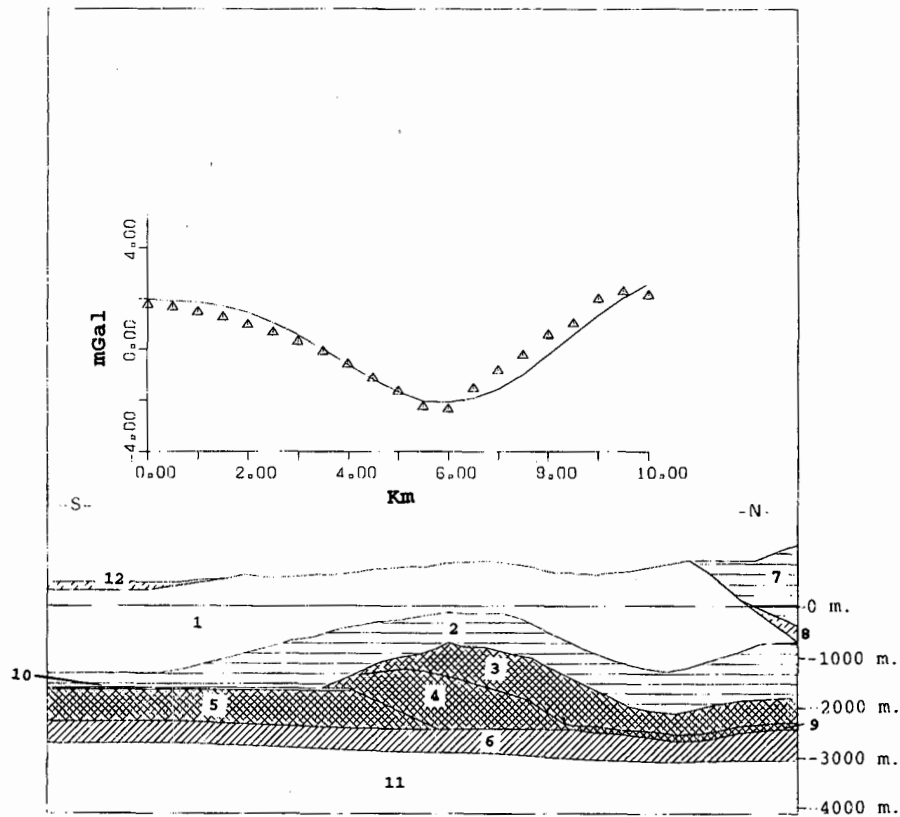
Figure 10-A.- Densities model made in the Cardener valley paralel to the S-11 profile.



LEYENDA: 1) Conglomerados y Areniscas (fms. Berga y Solsona); 2) Areniscas finas (fm. Milany); 3, 4 y 5) Margas (fm. Igualada); 6) Calcáreas y Conglomerados de las formaciones cabalgantes; 7) Yesos y Arcillas (Keuper); 8) Calcáreas (fm. Orpí); 9) Anhidritas (equivalentes fm. Beuda); 10) Evaporitas (fm. Cardona); 11) Basamento metamórfico; 12) Sedimentos arcillosos.

Figura 10-B.- Modelo geológico deducido del modelo de densidades de la Figura 10-A.

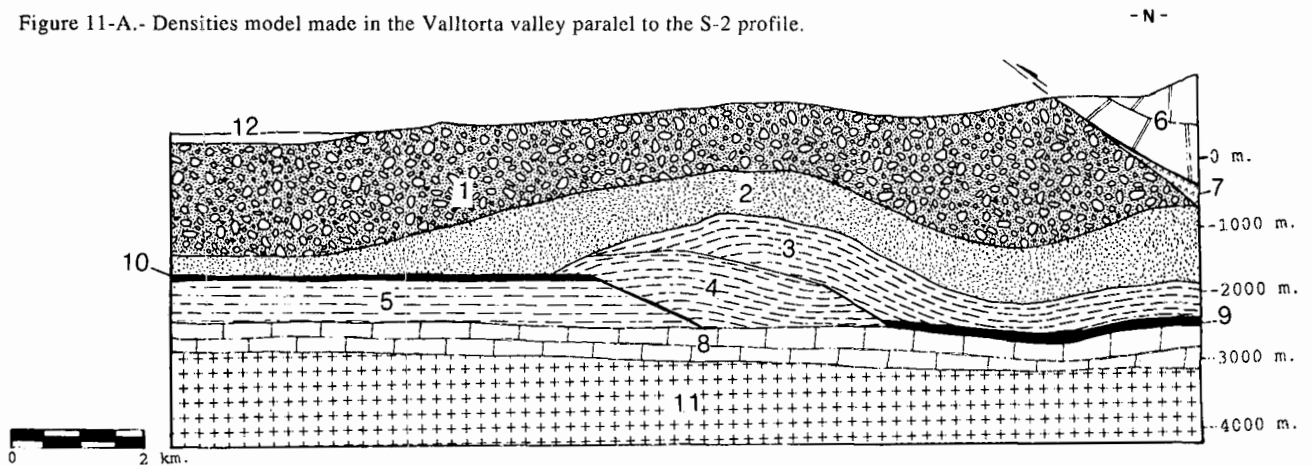
Figure 10-B.- Geologic model deduced from the figure 10-A.



Densidades: 1) 2.67; 2) 2.63; 3) 2.38; 4) 2.39; 5) 2.38; 6) 2.77; 7) 2.66; 8) 2.56; 9) 2.90; 10) 2.74; 11) 2.72; 12) 2.50

Figura 11-A.-Modelo de densidades realizado en el valle de la Valltorta paralelo al perfil S-2.

Figure 11-A.- Densities model made in the Valltorta valley paralel to the S-2 profile.



LEYENDA: 1) Conglomerados y Areniscas (fms. Berga y Solsona); 2) Areniscas finas (fm. Milany); 3, 4 y 5) Margas (fm. Igualada); 6) Calcáreas y Conglomerados de las formaciones cabaigantes; 7) Yesos y Arcillas (Keuper); 8) Calcáreas (fm. Orpí); 9) Anhidritas (equivalentes fm. Beuda); 10) Evaporitas (fm. Cardona); 11) Basamento metamórfico; 12) Sedimentos arcillosos.

Figura 11-B.-Modelo geológico deducido del modelo de densidades de la Figura 11-A.

Figure 11-B.- Geologic model deduced from the figure 11-A.

En este modelo se deduce la existencia de una importante acumulación, por medio de cabalgamientos de materiales poco densos, 2.4 g/cm^3 (Fig. 11-A), que corresponden a las margas de la Formación Igualada (Fig. 11-B), estructuradas de forma análoga a las del modelo del Valle del Cardener.

CONCLUSIONES

A partir de los resultados obtenidos en el presente trabajo pueden establecerse las siguientes conclusiones:

Las anomalías gravimétricas residuales de la zona de estudio se correlacionan con estructuras de forma que los máximos gravimétricos coinciden en superficie con sinclinales y en cambio los mínimos coinciden con anticlinales.

Las anomalías gravimétricas negativas están relacionadas con la acumulación de margas de la Formación Igualada en el núcleo de los anticlinales.

La acumulación máxima de margas de la Formación Igualada, deducida a partir de interpretación conjunta de los datos sísmicos y gravimétricos, es de unos 3000 m.

Esta acumulación parece básicamente generada por cabalgamientos hacia el Sur, aunque, no puede descartarse una cierta componente diapírica secundaria, que parece deducirse de la circularidad que tiene la anomalía gravimétrica cerca del pueblo de Olius.

Finalmente creemos que la metodología utilizada ha proporcionado información sobre la zona de estudio y que su extensión a otras zonas del Pirineo y Pre-Pirineo podría contribuir a mejorar el conocimiento estructural de esta complicada zona.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen las facilidades proporcionadas por Juan Plata y Manuel Peris para la utilización en este estudio de los datos de la campaña de prospección gravimétrica efectuada por el ITGE.

Asimismo deben ser reconocidas las valiosas aportaciones de Jaume Vergés del Servei Geològic de Catalunya y Eduard Clavell de la compañía Union Texas en la discusión de los modelos geológicos interpretados.

Hay que agradecer los comentarios de dos revisores anónimos.

BIBLIOGRAFIA

- ANADON, P., MARZO, M., RIBA, O., SAEZ, A. y VERGES, J., 1989: Fan Delta deposits and syntectonic unconformities in alluvial fan conglomerates of the Ebro Basin *Guidebook series of the 4th International Conference on Fluvial Sedimentology*.
- CADY, J. W., 1980: Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics*, 45: 1507-1512.
- CASAS, A., TORNE, M. y BANDA, E., 1986: Mapa gravimètric de Catalunya 1/50.000. *Servei Geològic de Catalunya*. ICC. 135 pàgs.
- CHOUKROUNE, P. y ECORS PYRENEES TEAM 1987: The ECORS pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8(1): 23-39.
- KLINGELE, E., 1981: STRADAG - Un système de traitement automatique des données aérogéophysiques. *Schweiz. Geophys. Komm.*, 22 pp.
- HAMMER, S., 1939: Terrain correction for gravimeter stations. *Geophysics*, 4 (3): 184-194.
- CLAVELL, E., MARTINEZ, A. y VERGES, J., 1988: Morfologia del basament del Pirineu Oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geològica Hispana*, 23 (2): 129-140.
- LANAJA, J.M., 1987: Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. *IGME*, 465 pàgs. + 17 map.
- LAPORTE, M., 1962: Elaboration rapide des cartes gravimétriques déduites de l'anomalie de Bouguer a l'aide d'une calculatrice électronique. *Geophysical Prospecting*, 10: 238-257.
- MAXANT, J., 1980: Variation of density with rock type depth, and formation in the western Canada basin from density logs. *Geophysics*, 45 (6): 1061-1076.
- NEUMANN, R., 1963: Contribution au calcul simplifié des corrections de relief à grande distance en gravimétrie. *Geophysical Prospecting*, 11 (4): 523-534.
- RIBA, O., 1975: Conglomerats de Sant Llorenç de Morunys. *IXé Congr. Inter. Sedimentologia, Livret- Guide Excursion n°20.- Le basin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse*, 84 pàgs., Niza.
- SAEZ, A. y RIBA, O., 1986: Depósitos aluviales y lacustres paleógenos del margen Pirenaico Catalán de la cuenca del Ebro. *Guía de las excursiones del XI Congreso Español de Sedimentología*.
- SOLE SUGRAÑES, L., 1970: Estudio geológico del Pre-Pirineo entre los ríos Segre y Llobregat. *Tesis Universidad de Barcelona (Inédita)*, 495 pàgs.
- TALWANI, M., WORZEL, J.L. y LANDISMAN, M., 1959: Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64: 49-59.
- TORNE, M., de CABISSOLE, B., BAYER, R., CASAS, A., DAIGNIERES, M. y RIVERO, A., 1989: Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, 165: 105-116.