

Estructura profunda de la cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica) a partir de datos gravimétricos

Deep structure of the Cameros basin (Iberian Chain) from gravity data

L. Rivero (**), J. Guimerà (*) y A. Casas (**)

(*) Dep. Geodinámica, Geofísica y Paleontología. Universitat de Barcelona

(**) Dep. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universitat de Barcelona

ABSTRACT

The Cameros basin (Iberian Chain) developed under a very subsident extensional regime during the latest Jurassic-early Cretaceous. Its fill constitutes a magasequence of more than 5000 m of vertical thickness. That would produce a gravity low. Nevertheless, the gravity map of this area draws a gravity high in the eastern part of the basin. We propose an explanation to this contradiction.

Key words: Gravity data, Iberian range, Cameros basin

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1695-1697

ISSN: 0213683X

Introducción

La cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica) es una cuenca desarrollada en un régimen extensional, fuertemente subsidente durante el final del Jurásico y comienzo del Cretácico. La potencia de los materiales que ocupan la parte más subsidente de la cuenca puede ser superior a los 5000 m. Los materiales que rellenan esta cuenca, tienen un cierto grado de metamorfismo desarrollado durante el Cretácico terminal. Esta estructura geológica es, en principio, favorable a tener una cierta respuesta gravimétrica, si existe un mínimo contraste de densidad entre los materiales. A partir del procesado de los datos de gravimetría disponibles en esta zona, observamos que existe una importante respuesta gravimétrica, pero de signo contrario, a la esperable en función de las densidades obtenidas en las diagráffas de los sondeos existentes. En el presente trabajo intentaremos dar explicación a esta aparente incongruencia entre la gravimetría y la estructura geológica.

Marco geológico

La Cadena Ibérica se originó por la inversión durante el Terciario de las cuencas mesozoicas del interior de Iberia; dichas cuencas estaban determinadas por fallas normales de orientaciones diversas, pero mayoritariamente NW-SE y E-W. Como consecuencia de la compresión

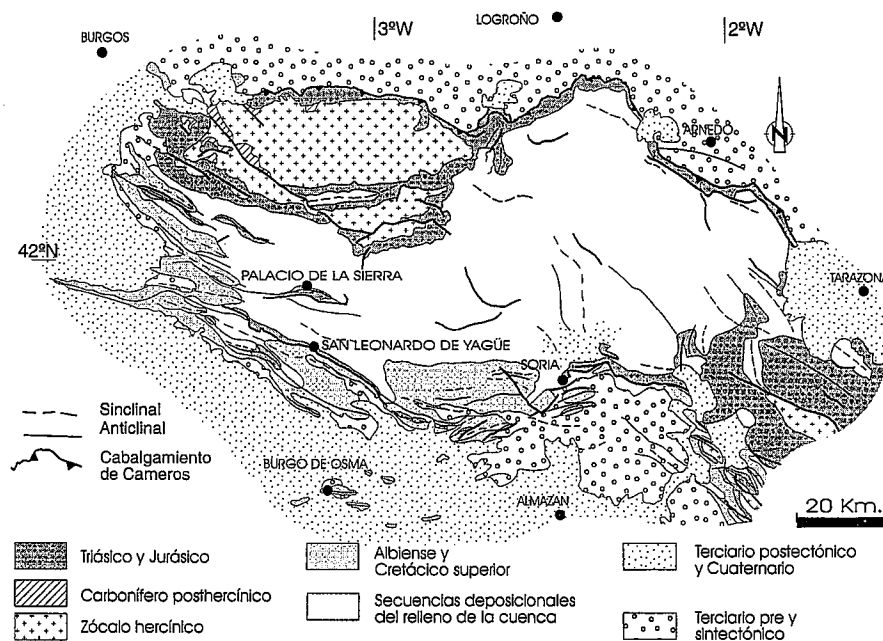


Fig. 1.- Mapa geológico de la cuenca de Cameros y de las áreas colindantes

Fig. 1.- Geological map of the Cameros basin and adjoining areas

aproximadamente N-S del interior de Iberia durante el Eoceno-Mioceno inferior, sincrónicamente a la deformación principal en los Pirineos, dichas fallas pasaron a tener un desplazamiento que dependía de su orientación respecto a la compresión: las fallas NW-SE tuvieron un desplazamiento inverso-sinistro, mientras las E-W tuvieron un desplazamiento más puramente inverso (Guimerà y Álvaro,

1990)

La cuenca de Cameros (Fig. 1) es una de las cuencas más subsidentes desarrolladas durante el Titónico-Albiense inferior en el interior de Iberia. Como consecuencia de su inversión terciaria, forma parte actualmente de una lámina de cabalgamiento que incluye también los afloramientos hercínicos de la Sierra de la Demanda y que se continua también hacia el

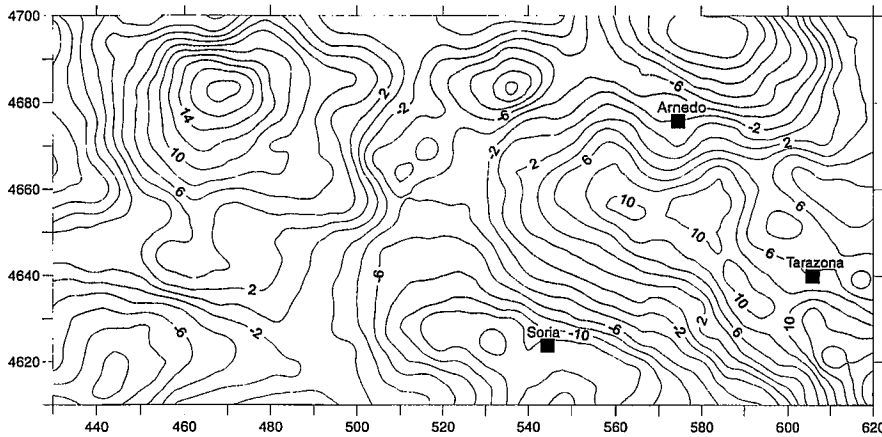


Fig. 2.- Mapa gravimétrico residual de la zona de Cameros

Fig. 2.- Residual gravity map of the Cameros zone

SE incluyendo la Sierra del Moncayo. Dicha lámina se encuentra desplazada hacia el norte hasta un máximo de unos 25 a 30 km. (Guimerà y Alvaro, 1990; Casas Sainz, 1990, Guimerà et al., 1995), cabalgando sobre los materiales terciarios de las cuencas del Ebro y del Duero; el cabalgamiento se sigue durante, al menos 150 km., tiene una orientación general E-W y presenta en planta tres arcos convexos hacia el norte. Al sur de la cuenca de Los Cameros se encuentra la cuenca terciaria de Almazán; el contacto entre ambas viene determinado por un sistema de cabalgamientos y pliegues de propagación de cabalgamientos (Platt, 1989, Guimerà et al., 1995) que se extiende desde el oeste de Santo Domingo de Silos hasta el este de Soria, con una extensión lateral

también de unos 150 km. La estructura general de la cuenca es un sinclinal muy laxo de unos 70 km. de anchura. La deformación interna durante la compresión fue poco importante, por tanto la geometría original de las estructuras mesozoicas se encuentra bastante bien conservada (Guriaud y Séguret, 1985,). Esta geometría puede deducirse a partir de los estudios de campo y del análisis de los perfiles de sísmica de reflexión (ver Guimerà et al., 1995).

Gravimetría

El mapa gravimétrico de la zona de estudio ha sido trazado a partir de 1453 estaciones gravimétricas procedentes en su mayoría de datos gravimétricos del

Instituto Geográfico Nacional (IGN), todas ellas referidas al IGSN'71. El valor de la anomalía de Bouguer en cada punto se ha obtenido por comparación con la gravedad teórica sobre el elipsoide del GRS'67, con la aplicación de las reducciones clásicas para una densidad media de 2.67 g/cm³. A partir de estos valores se ha trazado el mapa de anomalías de Bouguer de la zona, en el que se aprecian distorsiones importantes del gradiente gravimétrico regional.

Para resaltar las anomalías producidas por las estructuras geológicas más superficiales, y eliminar el efecto de las anomalías situadas a nivel cortical profundo, se ha descompuesto la anomalía de Bouguer en una componente regional y otra residual. El gradiente regional se ha asimilado a una función polinómica de 1er grado ajustada a los valores experimentales utilizando el criterio de mínimos cuadrados. La elección del grado del polinomio se ha basado en criterios estadísticos y en función del trazado de las anomalías observadas en el Mapa Gravimétrico de España (Casas et al., 1993) y en el Mapa Gravimétrico de la Cordillera Ibérica (Salas y Casas 1993). A partir de los valores de residual se ha generado una matriz cuadrada de 2 x 2 km. a partir de una interpolación por ponderación inversa al cuadrado de la distancia. El resultado de este proceso es el mapa de la Fig. 2.

Sondeos

De los sondeos de investigación petrolera existentes en la zona (Lanaja 1987), solo dos de ellos disponen de diagráfias para determinar en profundidad las densidades de las distintas formaciones, son Aldehuela-1 y Demanda-1. Los dos disponen de *sonic log* a lo largo de casi todo el sondeo y un *density log* parcial. Tras el estudio comparado de las densidades obtenidas de estas testificaciones geofísicas del pozo hemos obtenido las siguientes densidades para cada una de litologías más significativas: (Ver tabla. 1)

Análisis del mapa de anomalías residuales

Si comparamos el mapa de anomalías gravimétricas residuales (Fig. 2) con el esquema geológico de la zona (Fig. 1), observamos que ciertas anomalías están claramente relacionadas con las estructuras geológicas y las litologías aflorantes. En el mapa se observa una marcada direccionalidad de las anomalías en sentido

	Aldehuela-1	Demanda-1
Cretácico Superior	2.55	2.70
Albiense	2.40	-
Jurásico Sup.-Cretácico Inf.	2.60	-
Jurásico	2.75	2.70
Triásico	-	2.75
Cámbrico	-	-
Terciario continental	-	2.60
Garumniense	-	2.65

Tabla 1.- Densidades de las distintas litologías

Table 1.- Densities of the different lithologies

NW-SE, que es la dirección que tienen las principales estructuras regionales, y que corresponde a la dirección de las lineaciones Ibéricas. Más concretamente al N y NW de Arnedo aparece un acusado mínimo gravimétrico que parece asociado a los materiales terrígenos del Terciario. Al SW de la zona existe también otra anomalía negativa, relacionada con los materiales terciarios de la Cuenca del Duero. Las anomalías negativas cercanas a Soria probablemente están relacionadas con estos materiales terciarios, pero parte de la anomalía se sitúa dentro de la Cuenca de Cameros, los materiales que ocupan esta cuenca, tienen en promedio una densidad relativamente baja, por lo cual también pueden ser los responsables de esta anomalía.

Sobre la zona de la Sierra de la Demanda existe una importante anomalía positiva de más de 18 mGal, esta anomalía probablemente está relacionada con los materiales del basamento paleozoico pertenecientes al zócalo que forman parte de esta Sierra. Mas difícil de explicar, en función de los materiales aflorantes, es la importante anomalía positiva que se encuentra en el sector E de la cuenca de Cameros. Los materiales mesozoicos que se hallan en el centro de la Cuenca tienen baja densidad, en cambio la anomalía es marcadamente positiva, y por tanto hay que buscarle otro origen.

En función del gradiente gravimétrico de una anomalía se puede calcular de forma semi-cuantitativa la profundidad

máxima a la que se sitúa el techo del cuerpo que genera esta anomalía. Existen diferentes relaciones experimentales que permiten este proceso. La elección de una de ellas se debe hacer en función de la forma aproximada de la estructura geológica. Estas fórmulas nos aportan únicamente una aproximación, más o menos fiable, a la profundidad a la que se halla el techo de la estructura generadora de la anomalía. Parasnis (1971) o Mirónov (1977), recogen algunas de estas expresiones, que en función de si la estructura es asimilable a un cilindro, a una esfera, etc, se representa por expresiones donde se multiplica por un coeficiente la relación anomalía máxima / gradiente máximo. Los coeficientes oscilan desde 1.50 a 0.32. Aplicando estas fórmulas a nuestro caso, obtenemos una profundidad máxima del techo de la estructura generadora que oscila entre unos 8 y 17 km. Los materiales aflorantes en la cuenca, son de baja densidad, y por lo tanto, para generar esta anomalía positiva centrada sobre la cuenca, la del cuerpo generador debe de ser menor. En consecuencia, parece razonable pensar que esta anomalía está generada por heterogeneidades laterales en el basamento.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos: "Evolución de las cuencas intracontinentales del este de Iberia (Cordillera Ibérica) durante la etapa Barremien-

se-Albiense de reactivación del rifting ibérico" (DGICYT PB92-0862-CO2) y "Comparative evolution of peritethyan rift basins" (IGCP-369). La investigación necesaria para desarrollar este trabajo ha sido parcialmente financiada por el Commissionat per Universitats y Recerca de la Generalitat de Catalunya (GRQ94-1048 y 1995 SGR 00195)

Referencias

- Casas A, Carbó A, Pinto, V y Rivero L. (1993). VIII Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. v.1, pag.81-Madrid
- Casas Sainz, A. (1990). *Tesis Doctoral*, Univ. de Zaragoza (publ. en *Zubia*, núm monog. 4,220p.
- Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990). *Bull. Soc. Geol. France* (8), VI (2): 339-340.
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, J.R. (1995). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, Londres, 88:433-453.
- Guiraud, M. & Seguret, M. (1985). *S.E.P.M. Spec. Publ.* 37: 159 - 175.
- Lanaja (1987). IGME, 456pp+17 map. pleg.
- Mirónov V.S. (1977). Curso de proyección gravimétrica. Ed. Reverté S.A.
- Parasnis D.S. (1971). Geofísica Miñera. De. Paraninfo.
- Platt, N.H. (1989). *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 70: 187-197.
- Salas, R and Casas, A. (1993). *Tectonophysics*, 228: 33-55