

Cuantificación del desplazamiento dextroso Alpino en la cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos

Iberian range Alpine dextral slip quantification from gravity data

J.F. Bergamín (*), G. De Vicente (*), R. Tejero (*), F. Sánchez Serrano (*), D. Gómez (*), A. Muñoz Martín (*) y M. A. Perucha (*)

(*) Departamento de Geodinámica. F. C. Geológicas. Univ. Complutense MADRID.

ABSTRACT

Intraplate deformation in the eastern zone of the Iberian Peninsula is characterized by strike-slip faulting during Tertiary. Gradient pattern of Bouguer Anomaly Map of the Spanish Central System-Iberian Range linking zone are related to main crustal faults. Gradients pattern has been analysed by means of a raster type Geographic Information System. Two main gradient orientations associated with Spanish Central System structures (NE-SW) and with Iberian Range structures (NW-SE) have been established. Gradient map and artificial shading image have been used to quantify dextral slip along NO-SE faults. Slip value reach a figure of 34 km. Assuming that the slip began in Oligocene times, movement rate between the Spanish Central System and the Iberian Range Castilian Branch is 0.93 mm/y. Considering a Middle Miocene start a 2.2 mm/y slip rate is computed.

Key words: Iberian Range, Bouguer anomaly Map, dextral slip.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 917-920
ISSN: 0213683X

Introducción

El proceso de deformación intraplaca en el este peninsular produjo durante el Terciario importantes movimientos en fallas direccionales. La estructuración de los Pirineos y de las Béticas generó unos campos de paleoesfuerzos que, en la Cordillera Ibérica, dieron lugar a un proceso de inversión tectónica positiva (Alvaro *et al.* 1979). Las direcciones predominantes de las fallas reactivadas coinciden con la direccriz principal de la Cordillera Ibérica, es decir, NO-SE. Las características de los tensores de paleoesfuerzos terciarios están bien establecidas en numerosos trabajos (Simón, 1984. Gimerá, 1988. De Vicente, 1988). De este modo, podemos definir una serie de "fases de deformación", que pueden resumirse en las siguientes:

- Fase Ibérico-Pirenaica, de edad Oligocena y dirección de máximo acortamiento horizontal N10E a NE-SO.

- Fase Altomira (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), con dirección de máximo acortamiento horizontal N100E.

- Fase Guadarrama-Bética, con dirección de máximo acortamiento horizontal N150E, activa desde el Mioceno Medio.

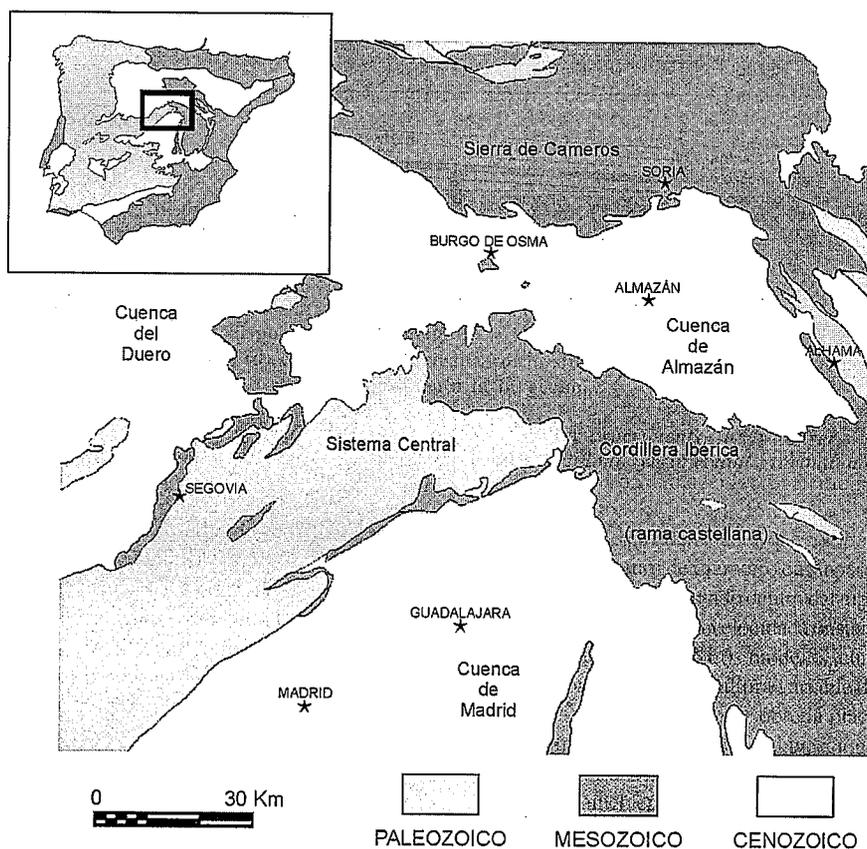


Fig. 1.- Situación de la zona estudiada.

Fig. 1.- Studied zone location

La primera fase (Guimerá, 1988), y sobre todo la última (De Vicente *et al.*, 1996) suponen movimientos dextrorsos importantes en fallas orientadas NO-SE. Estos movimientos también han sido puestos de manifiesto mediante análisis paleomagnéticos (Vegas *et al.*, 1995). De este modo, la Cordillera Ibérica tiene características de una serie de zonas transpresivas (Ramas Castellana y Aragonesa) y transtensivas (Cuencas de Almazán y Calatayud) (fig.1) con estructuras en flor positiva y negativa (Rodríguez Pascua, 1994). Esta estructura origina en la cobertera una densa red de fallas anastomosadas que se jerarquizan en profundidad en un número bastante inferior de fallas en el basamento. De este modo, resulta complicado cuantificar el desplazamiento dextrorso global en la Cordillera Ibérica.

En este trabajo se utilizará un mapa de anomalías de Bouguer de la zona de enlace entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica (Fig. 1), para localizar estructuras corticales desplazadas. A este respecto, cabe señalar que, tanto la falla del borde norte del Sistema Central (FBNSC), como la del borde sur (FBSSC), aparecen muy bien definidas en mapas de este tipo, indicando que atraviesan al menos toda la corteza superior con unos saltos verticales de varios kilómetros (Bergamín *et al.*, 1995). Estas dos fallas principales terminan hacia el este en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Pensamos que sus prolongaciones orientales aparecen desplazadas de forma dextrorsa.

Mapa de anomalías de Bouguer

Las 5740 estaciones gravimétricas utilizadas para la obtención del mapa de anomalías de Bouguer son el resultado de diferentes campañas realizadas desde 1991 hasta la actualidad en la zona de enlace del Sistema Central-Cordillera Ibérica. En las campañas se ha empleado un gravímetro Lacoste & Romberg modelo G nº 953, con una sensibilidad de ±0.01 mGal y una deriva inferior a ±1 mGal por mes. Las medidas de altitud se han realizado con un altímetro barométrico Paulin MD-5 que da una precisión de ±0.5 m. En los itinerarios se han incluido vértices geodésicos, con objeto de apoyar la determinación de las altitudes sobre cotas conocidas, haciendo mínimos los efectos de la deriva de origen barométrico. Las estaciones de medida se han situado de forma que la distribución sea uniforme, es decir, alcancen una densidad

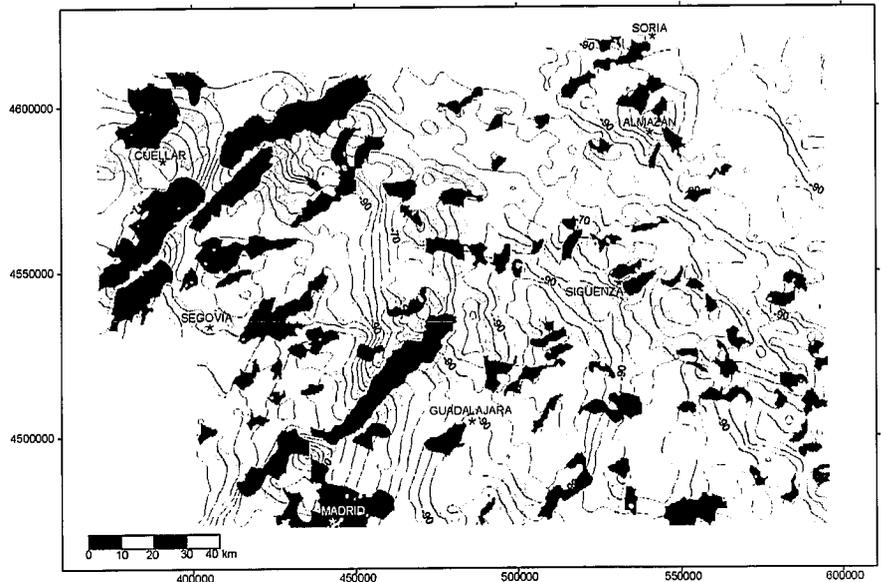


Fig. 2.- Mapa de anomalías de Bouguer en el que se han representado los principales gradientes. En negro, gradientes de orientación media N70; en gris, gradientes con orientación media N130.

Fig. 2.- Bouguer Anomaly Map showing main gradients. Black: N70 mean gradients orientation. Grey: N130 mean gradients orientation.

aproximadamente constante en el área. No obstante, la dificultad del acceso ha condicionado la posición de algunos puntos de medida. La densidad media es de 0.19 estaciones por Km²

Todas las medidas están referidas al sistema de bases de la Red de 2º orden que en 1971 estableció el Instituto Geográfico Nacional. El elipsoide de referencia adoptado es el World Geodetic System de 1984. La corrección topográfica se ha aplicado hasta una distancia de 22 Km. Hasta 170 m su valor se ha estimado en el campo, y desde 170 m a 22 km a partir de un modelo digital del terreno, elaborado mediante la digitalización de la base topográfica a escala 1:50.000. El cálculo de la corrección se ha realizado mediante el algoritmo de Kane (1962). Se ha adoptado una densidad de reducción de 2670 Kg/m³ para la lámina de Bouguer.

Para la elaboración del mapa de anomalías de Bouguer se ha generado una malla de 3000 m utilizando el método de «kriging» en la interpolación. Del total de estaciones se ha repetido el 5% con objeto de realizar el cálculo de errores. El error cuadrático medio acumulado del mapa de anomalías de Bouguer es de ±0,78 mGal.

Tratamiento del mapa de anomalías de Bouguer mediante S.I.G.

Con objeto de analizar mediante un procedimiento objetivo los principales

rasgos del mapa de anomalías de Bouguer, se ha realizado su integración en un Sistema de Información Geográfica (S.I.G.) tipo "raster". En este tipo de organización de datos, la información geográfica se estructura en una malla regular, cada uno de cuyos elementos tiene una posición espacial definida, y un valor concreto del atributo que se quiere representar (en este caso, anomalía de Bouguer). A efectos de representación, cada celda de la malla se traduce, en la pantalla del ordenador o en copia en papel, en un "pixel" (o elemento de imagen), al que se le puede asignar un color en función del valor del atributo que representa. La calidad de la representación estará en función de la resolución de la malla, o tamaño de la celda. En nuestro caso, la celda tiene una resolución de 200 metros de lado, con un total de 851 filas por 1251 columnas. El SIG empleado es Idrisi para Windows 1.0. El tratamiento de la imagen permite extraer información sobre las propiedades espaciales del mapa. Las técnicas de análisis utilizadas han sido la elaboración de mapas de pendientes, de orientaciones y mapas de sombreado artificial.

La elaboración de imágenes de sombreado artificial consiste en simular el efecto de la iluminación de una superficie desde una fuente, cuyo azimut y elevación pueden elegirse en función de las características del mapa y de los elementos que quieran ser resaltados. La



Fig. 3.- Sombreado artificial del mapa de anomalías de Bouguer. En él se han representado las principales fallas asociadas a los gradientes. FBNSC: Falla del borde norte del Sistema Central. FBSSC: Falla del borde sur del Sistema Central. FSM: Falla de Somolinos. FG: Falla de Gormaz. FD: Falla del Duero. FSL: Falla de San Leonardo. FS: Falla de Soria. FSG: Falla de Sigüenza.

Fig. 3.- Artificial shading image of the Bouguer Anomaly Map. Main faults related to gradients are showing. FBNSC: Spanish Central System Northern Border Fault. FBSSC: Spanish Central System Southern Border Fault. FSM: Somolinos Fault. FG: Gormaz Fault. FD: Duero Fault. FSL: San Leonardo Fault. FS: Soria Fault. FSG: Sigüenza Fault.

imagen resultante refleja la rugosidad de la superficie, por medio de diferentes grados de iluminación, representados gráficamente por una escala de grises. Mediante técnicas de tratamiento de imagen (estiramiento del histograma) se puede mejorar el contraste, consiguiendo una mejor visualización.

Los rasgos que más destacan son los que tienen una orientación oblicua a la fuente de iluminación. Para elegir la dirección de iluminación adecuada se ha efectuado un mapa de las pendientes de los gradientes gravimétricos y de las orientaciones de los mismos. En el mapa de pendientes se pueden definir áreas que representan las zonas de fuerte gradiente. La dirección o direcciones que presentan dichas bandas marcan las orientaciones preferentes presentes en el mapa, permitiéndonos determinar la dirección de iluminación más adecuada para resaltar dichas orientaciones. Dado que los gradientes tienden a disponerse en todas las direcciones del espacio, ya que las anomalías representadas mediante isoanómalas presentan formas cerradas, se han aplicado unos filtros para aislar los elementos más representativos.

Teniendo en cuenta la geometría de

las estructuras, las principales orientaciones de las mismas y los contrastes de densidades entre las distintas litologías, se han aislado zonas con un gradiente mayor del 15% y con orientaciones de $N70^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ y $N130^{\circ}E \pm 10^{\circ}$, que corresponden a las direcciones estructurales principales del área de estudio (Fig. 2).

En función de estos resultados se ha elegido una fuente de iluminación situada en $N315^{\circ}E$, que destaca los gradientes con dirección $N70^{\circ}E$, a la que se ha superpuesto las isoanómalas para representar el rango de los valores de las anomalías (Fig. 3).

La imagen sombreada resultante muestra claramente la existencia de dos áreas bien diferenciadas, caracterizadas por dos máximos relativos de gran longitud de onda. En el oeste, dos bandas de fuerte gradiente con orientaciones NE-SO delimitan un máximo relativo de una longitud de onda de unos 180 km asociado al Sistema Central. Los gradientes se corresponden con las fallas del borde noroccidental (FBNSC) y del borde suroriental (FBSSC) del Sistema Central. Transversal al anterior, en la parte oriental se encuentra otro máximo relativo, limitado por gra-

dientes NO-SE. Este máximo representa el extremo noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Las principales alineaciones de gradientes corresponden a tres fallas corticales que de este a oeste son: La falla de Somolinos, la falla del Duero y la falla de San Leonardo de Yagüe-Almazán. En esta zona de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica, los gradientes NE-SO aparecen asociados a máximos y mínimos relativos de pequeña longitud de onda que ocupan franjas limitadas por gradientes de dirección ibérica (NO-SE). Los gradientes NE-SO mejor representados son los que corresponden al borde sur de la Sierra de Cameros y al flanco meridional del anticlinal de Sigüenza.

Los mínimos relativos de mayor longitud de onda, están asociados fundamentalmente con las cuencas del Duero, de Madrid y de Almazán.

Interpretación

Tanto en el mapa de gradientes como en la imagen sombreada del mapa de anomalías de Bouguer se observa que los gradientes asociados a las fallas de borde del Sistema Central y, en especial, en el límite noroccidental desaparecen abruptamente al alcanzar el gradiente NO-SE asociado a la falla de Somolinos. Su prolongación hacia el noreste parece corresponder a un conjunto de gradientes aislados desplazados por los accidentes NO-SE (Fig. 3). Basándonos en esta relación la falla del borde norte del Sistema Central (FBNSC) aparece desplazada unos 15 Km hacia el SE por la Falla de Somolinos (FSM) (Fig. 3). Mas hacia el este, otro accidente NO-SE al que hemos denominado Falla de Gormaz desplaza la falla del borde norte unos 5 km y la Falla del Duero (FD) vuelve a desplazarla 11 Km., situándola sobre el afloramiento mesozoico del Burgo de Osma. A partir de esta zona el gradiente asociado a esta estructura cambia de sentido de NO a SE. Su continuación parece coincidir con la falla de Soria (FS) (Maestro González y Casas Sainz, 1995). Hacia el este, queda desplazada por la Falla de San Leonardo de Yagüe unos 3 Km., por lo que su prolongación se situaría en la falla del borde SE de la sierra de Cameros (sierra de San Marcos) (Maestro González y Casas Sainz, 1995).

Si esta interpretación es correcta, supondría que la deformación alpina invirtió el buzamiento de la falla, sien-

do hacia el SE en el borde norte del Sistema Central y hacia el NO a partir de la falla del Duero, en el límite sur de la sierra de Cameros (falla de Soria).

Del mismo modo, la anomalía que representa la falla del borde sur del Sistema Central (FBSSC) aparece desplazada en sentido dextroso por la falla de Somolinos (FSM), correspondiendo su prolongación hacia el E a la Falla de Sigüenza, con un desplazamiento cercano también a los 10 Km. No resulta tan clara su prolongación más hacia el este, aunque podría corresponder a una suave anomalía NE-SO próxima a Alhama de Aragón (Fig. 3).

De este modo, el desplazamiento horizontal acumulado entre el Sistema Central y la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica se situaría en torno a los 34 Km. Este dato muestra que las tasas de movimiento medio oscilarían entre 0.93 mm/año, si la deformación se produjo a partir del Oligoceno, y 2.2 mm/año si sólo consideramos movimientos desde el Mioceno Medio. Estas tasas de movimiento son similares a las obtenidas en desgarres intraplaca, e impli-

can reconsiderar el concepto de estabilidad en el interior peninsular, tal como se sugiere también mediante análisis paleomagnéticos (Vegas *et al.*, 1995).

Esta interpretación, que consideramos correcta, supondría la revisión de buena parte de las reconstrucciones paleogeográficas previas a la deformación terciaria.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido elaborado en el marco del proyecto de investigación PB94-0242 financiado por la DGICYT.

Referencias

- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). *Acta Geol. Hispánica*, 14: 172-177.
- Bergamín, J.F., Tejero, R., Gómez, D., y Sanchez-Serrano, F. (1995). *57 EAEG Conference, extended abstracts*, 1: P140.
- De Vicente, G. (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid. 317 p.
- De Vicente, G., Giner, J., Muñoz Martín, A., González Casado, J.M. y Lindo, R. *Tectonophysics*, 1996 (en prensa).
- Guimerà, J. (1988). *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona. 600p.
- Kane, M.F. (1962). *Geophysics*, 27 (4): 455-462.
- Maestro González, A. y Casas Sainz, A. M. (1995). *Rev. Soc. Geo. España*, 8 (3): 193-214.
- Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G., y González Casado, J.M. (1994). *Cuaderno Lab. Xeològic de Laxe*, 19: 163-174.
- Simón, J.L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. Pub. Inst. Est. Turoleses: 269p.
- Vegas, R., Juárez, M.T. y Kalin, O. *Geogaceta*, 1995 (en prensa).