Estructura alpina de los alrededores de Guadalix de la Sierra (S.E. del Sistema Central español) basada en interpretaciones gravimétricas

Alpine structure in the area of Guadalix de la Sierra (S.E. of spanish central range) based on gravimetric interpretations

F. J. Izquierdo Revilla y A. Carbo Gorosabel

Dto. Geodinámica. Facultad de C.C. Geológicas. U.C.M.. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

ABSTRACT

A detailed gravimetric study has been carried out in a sector in SE border of the Spanish Central Range (in the area of Guadalix de la Sierra) in which fractures have been detected that affect both the Hercinian basement and the Mesozoic and Tertiary cover that put the several structural units existing in the area into contact. Two faults of N60ºE and N75ºE trend have acted as a low angle thrust, while one of N30º has a strike-slip reverse component and another normal fault of a N100ºE direction is also present. The origin of the faults is in the Tardihercinian fractures which were prone to slipping during the Alpine Orogeny.

Key words: *Sistema Central español, gravity models, alpine tectonic, tardihercinian faulting*

Geogaceta, 16 (1994), 51-54
ISSN: 0213683X

Introducción

La estructura alpina del Sistema Central Español (S.C.E.), ha estado sujeta a diferentes interpretaciones a lo largo del tiempo. Modelos como los de Birot y Solé (1954) o Alía (1976), entre otros, proponen una organización en Horst y Grabens alargados según direcciones OSO-ENE, limitados por fallas subverticales, que afectan a toda la corteza. Estudios posteriores indican la presencia de fallas inversas en los bordes del S.C.E., originadas por diferentes mecanismos (Portero y Aznar, 1984; Vegas,1990). Por último en trabajos como los de Warburton y Alvarez (1989) o Banks y Warburton (1991), el S.C.E. se interpreta como una cadena estructurada por un conjunto de importantes cabalgamientos de bajo ángulo, que afectan tanto al basamento hercínico como a la cobertera mesozóica y terciaria, provocando el acortamiento horizontal y engrosamiento vertical de la cadena.

Dada la controversia y la variedad de hipótesis se ha investigado la zona situada en las proximidades de Guadalix de la Sierra (Madrid), dado que en ella existen un conjunto de unidades estructurales de origen alpino de cuyas relaciones mutuas es posible obtener conclusiones extrapolables a áreas más extensas del S.C.E.. El método de investigación empleado es el gravimétrico ya que la variedad litológica y de densidades que presentan los materiales aflorantes le hacen apropiado para establecer la estructura en profundidad de los distintos bloques involucrados.

Localización y marco geológico

La zona se encuentra situada en el sector suroriental de la Sierra de Guadarrama (Fig. 1) entre las coordenadas U.T.M. de latitud 4.510.000-

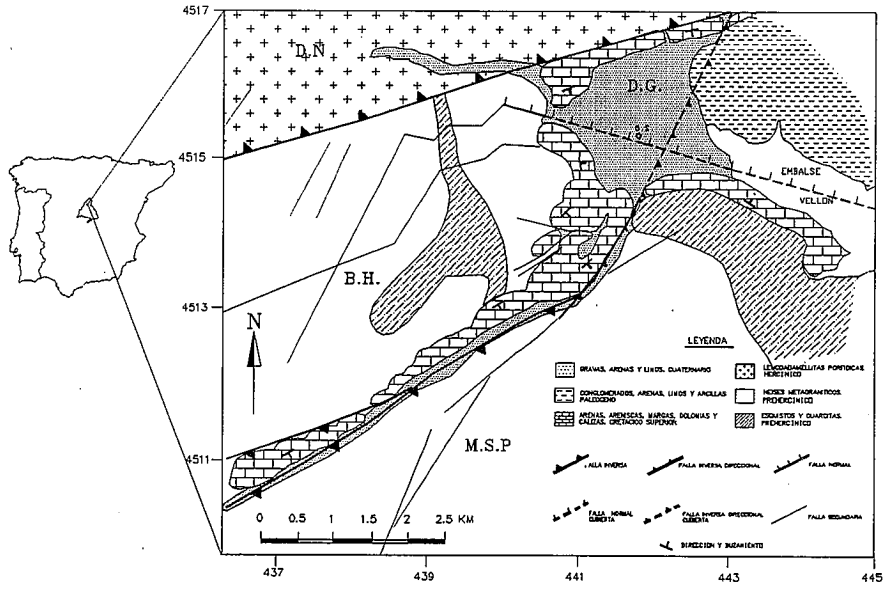

Fig. 1.— Situación y mapa geológico del área estudiada en el que se indican las principales fallas determinadas en el estudio gravimétrico. D.G.= Depresión de Guadalix, M.S.P.= Macizo de San Pedro, B.H.= Bloque de Hormigales, D.N.= Depresión de Navalafunete, G.S.= Guadalix de la Sierra.

Fig. 1.— Location and geological map of the study area showing de main faults determined in the gravimetric study.

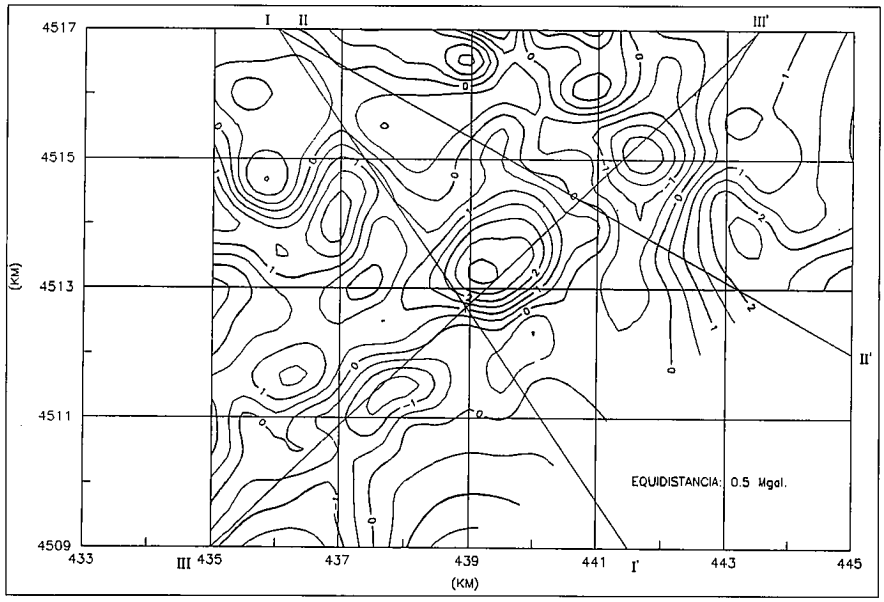

Fig. 2.— Mapa de anomalías gravimétricas residuales y situación de los perfiles gravimétricos realizados.

Fig. 2.— Residual gravity anomaly map. Locations of profiles are indicated.

LITOLOGIA	EDAD	DENSIDAD gr/cm3	SIMBOLO
Neis metagranítico sin alterar.	Prehercínico	2.63	
Neises metagraníticos alterados por fracturación alpina.	Prehercínico.	2.60	
Esquistos y cuarcitas.	Prehercínico.	2.73	
Leucoadamellitas.	Hercínico.	2.63	
Arenas, areniscas, calizas, margas y dolomías.	Cretácico.	2.46	
Conglomerados, areniscas, yesos y arcillas.	Paleógeno.	2.43	
Gravas y arenas.	Cuaternario.	2.28	

Tabla 1.— **Densidades utilizadas en la modelización.**

*Table 1.— **Densities used in modelitation.***

4.517.000 y de longitud 435.000-445.000. Morfoestructuralmente comprende una serie de unidades (Sanz, 1988) limitadas por contactos mecánicos, al este se encuentra la depresión de Guadalix (D.G.), en parte cubierta por el embalse del Vellón, en el sector central se sitúa el bloque de Hormigales (B.H.), alargado en dirección ENE-OSO, ésta unidad limita por el norte con la depresión de Navalafuente (D.N.), que forma parte de la rampa meridional de la Sierra de Guadarrama y por el sur con el macizo de San Pedro (M.S.P.).

Los materiales paleozóicos del basamento, están compuestos por ortoneises metagraníticos y series paraderivadas, que afloran principalmente en el B.H. y en el M.S.P. y por leucoadamellitas hercínicas en la D.N.. Sobre el basamento y discordantemente se apoyan sedimentos del Cretácico superior, constituidos por una sucesión de arenas, dolomías, margas y calizas arenosas, que afloran en estrechas bandas orlando los principales accidentes tectónicos de la zona. Por último y en discordancia sobre el Cretácico aparece un conjunto de sedimentos detríticos terciarios y cuaternarios, restringidos fundamentalmente a la D.G. (Fig. 1).

El basamento está afectado por las principales fases de deformación hercínicas y por la fracturación tardihercínica, de importantes consecuencias en la reactivación alpina posterior, con dos fases principales (Capote *et al.* 1987), la fase Malagón da lugar a fracturas de direcciones N100-110°E y N 70-90°E, mientras que la fase Hiendelaencina mueve fallas de dirección N20-30°E y N70-90°E.

La tectónica alpina genera fallas en el zócalo hercínico en el que se forman una serie de bloques a los que se adapta de forma pasiva la cobertera mesozóica plegándose y fracturándose. Durante el Mioceno inferior-superior se desarrolla la etapa Guadarrama, principal fase de deformación alpina en el S.C.E. (Capote *et al.* 1990), que origina un conjunto de familias de fallas (De Vicente y González Casado, 1990) cuya dirección de compresión resultante es N140-160°E.

Levantamiento gravimétrico

El levantamiento gravimétrico ha sido realizado con el gravímetro L&R n°953 en un total de 320 estaciones (5.7 medidas por km^2) en el cual la gravedad absoluta en cada estación se obtuvo por reducción a la base del levantamiento (Iglesia de Soto del Real), cuya gravedad absoluta es ***979934.74 mgal.***. La gravedad teórica se calculó a partir de la fórmula de la I.U.G.G. de 1967,llevándose a cabo las correcciones habituales de deriva, aire libre, lámina de Bouguer (densidad = 2.67 gr/cm^3), topográfica y de marea, obteniéndose el mapa de anomalías de Bouguer, a partir del cual y por ajuste a una superficie polinómica de grado 2, que consideramos suficiente dada la extensión de la zona investigada, se extrajo el valor residual de la gravedad en el levantamiento, para la posterior modelización cuantitativa.

Interpretación del mapa de anomalías gravimétricas residuales

La anomalía positiva que aparece en el centro de la zona (Fig. 2) está asociada a la masa de esquistos y paraneises que afloran en este área del B.H. cuya densidad es superior a la de los ortoneises que les rodean. El negativo situado al NE está originado por los sedimentos terciarios y cuaternarios que rellenan la

depresión estructural de Guadalix de la Sierra, con dos prolongaciones según direcciones N30°E y N110-130°E. Las dos anomalías más interesantes desde el punto de vista geológico son las que se sitúan al norte y sur del positivo central, la primera está producida por la importante fractura de dirección N60-70°E que limita los granitos de la D.N. de los ortoneises del B.H., al que afectan otro grupo de fracturas menores de direcciones variables entre N20-80°E. La segunda anomalía negativa destacable es la que discurre paralela al arroyo de Valdesaelices relacionada con la banda cretácica y con la importante fractura (falla de Valdesaelices), de igual dirección, que pone en contacto el M.S.P. con el B.H.. Esta anomalía tiene dos direcciones principales, inicialmente toma un rumbo N60°E que hacia el norte cambia a N30°E continuando en esta dirección a través de la D.G..

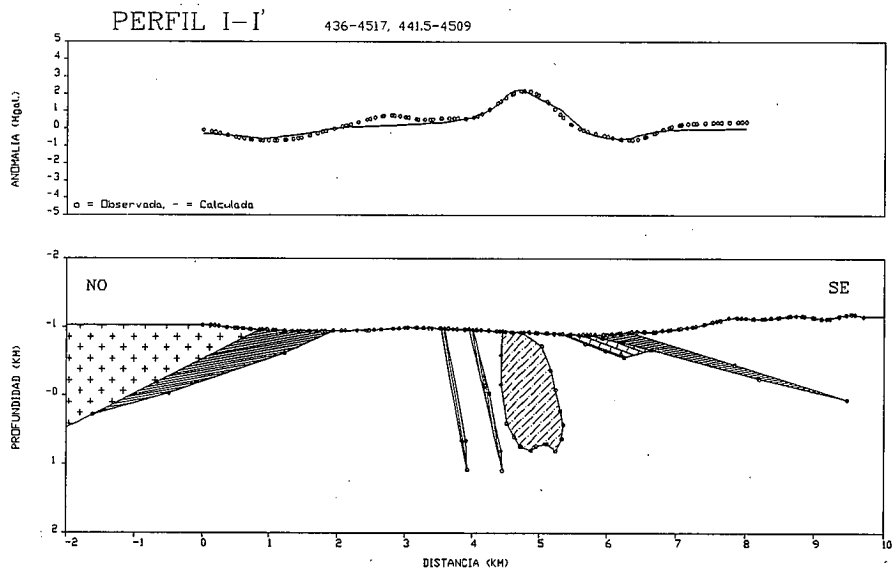

Fig. 3.— Perfil gravimétrico I-I'

Fig. 3.— Gravity profile I-I'

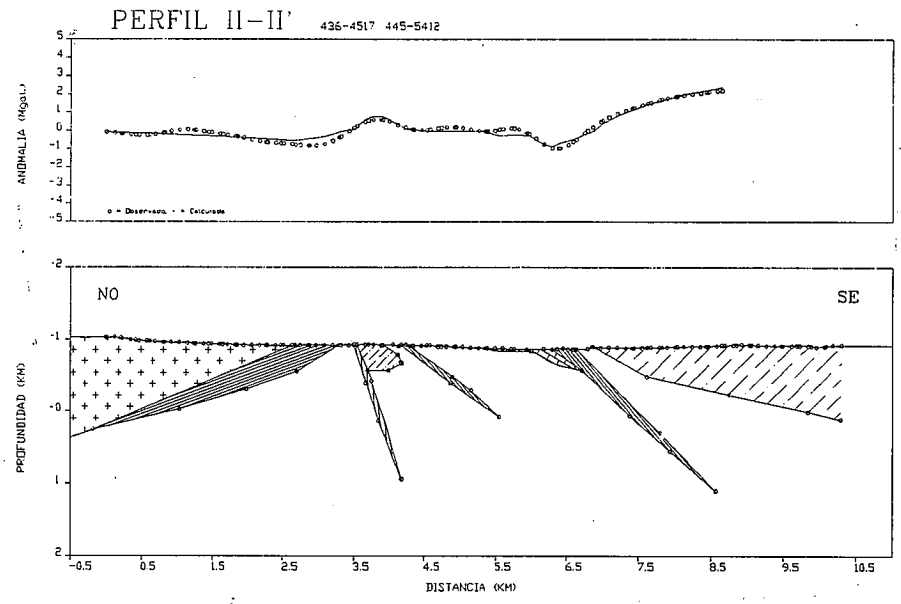

Fig. 4.— Perfil gravimétrico II-II'

Fig. 4.— Gravity profile II-II'

Estructura deducida de la modelización gravimétrica

En la modelización cuantitativa, realizada a partir de las anomalías residuales de Bouguer, es necesario tener en cuenta dos factores previos que intervienen de forma fundamental, por un lado la densidad de las rocas presentes en la zona y por otro la sección geométrica seleccionada. La densidad de los materiales es un parámetro fijo que se obtuvo en el laboratorio a partir de un muestreo representativo de cada unidad (Tabla 1). Las zonas fracturadas aparecen representadas como cuerpos rocosos independientes, debido a la menor densidad de las áreas afectadas por la cataclasis y alteración asociadas. Por tanto, la sección geométrica será la variable modificada en cada modelo.

La modelización se llevó a cabo con el programa GM-SYS v. 1.8 de Geosoft (Gemperle *et al.* 1991) en 2+1/2 dimensiones. Estos modelos exigen cortes seriados bidimensionales en los que las diferentes litologías son sustituidas por polígonos irregulares y donde la modelización se realiza en secciones transversales a las estructuras principales, por lo que en nuestro caso, con tres cortes podemos definir la estructura tridimensional de la zona.

PERFIL I-I'

En este corte (Fig. 3) la falla de Valdesaelices tiene una dirección N60°E y buzamiento de 25-30°SE. Se trata de una fractura de carácter inverso que da lugar al cabalgamiento de los ortoneises del M.S.P. sobre los depósitos cretácicos del B.H. responsables junto a la falla de la anomalía negativa. La anomalía positiva central tiene su origen en la masa de metasedimentos incluidos en los ortoneises, más al norte hay una serie de fracturas subverticales de importancia secundaria que únicamente afectan a los ortoneises y que en conjunto hacen que su densidad pueda disminuir ligeramente. Por último, en el extremo NE del corte, se atraviesa una importante fractura de dirección N75°E y buzamiento 30-35°NO, que provoca el cabalgamiento de las adamellitas de la D.N. sobre el B.H.. La alteración asociada a esta falla debe afectar a un área relativamente importante dada la anchura de la anomalía que aparece en este sector (teniendo en cuenta que no hay diferencia de densidad entre los ortoneises y las adamellitas) o bien puede estar originada por la presencia de restos de rocas del Cretácico superior (de menor densidad) cubiertas por el propio cabalgamiento . Existen sectores donde los ortoneises tienen densidad superior a la adoptada

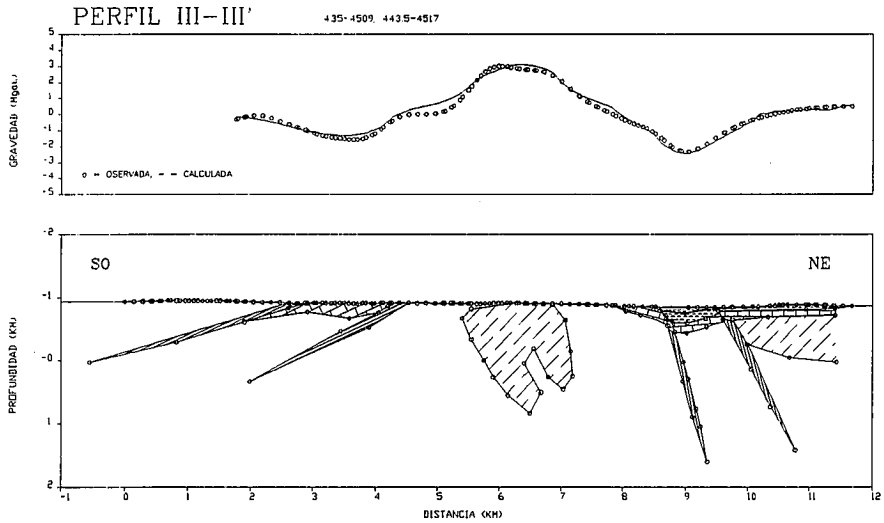

Fig. 5.— Perfil gravimétrico III-III'

Fig. 5.— Gravity profile III-III'

en los modelos para esta litología por el menor grado de alteración de estas zonas al no estar afectadas por ningún tipo de fractura.

PERFIL II-II'

A diferencia del corte anterior, en éste (Fig. 4) la falla de Valdesaelices tiene una dirección N30°E y un buzamiento de 65°E, evidenciado por la menor anchura que presenta la anomalía negativa que genera al estar los depósitos cretácicos cabalgados en menor extensión por el M.S.P. . Probablemente la falla tenga en este sector un carácter esencialmente direccional sinestral, siendo la componente inversa secundaria. Las anomalías positivas que aparecen al norte y sur vuelven a estar asociadas con la presencia de metasedimentos. Al NO del perfil, aparece una anomalía negativa de anchura importante aunque de pequeña cuantía, originada por el cabalgamiento de la D.N. sobre el B.H. que da lugar una disminución de la densidad de los materiales a los que afecta, si bien como anteriormente se indicó, es posible la presencia de depósitos mesozóicos bajo la superficie del cabalgamiento.

PERFIL III-III'

Realizado en dirección SO-NE, este corte (Fig. 5) atraviesa en su extremo SO la falla de Valdesaelices, con un buzamiento aparente de 25°SE, a continuación los sedimentos cretácicos, limitados al norte por otra falla inversa de dirección N70°E y buzamiento 25°SO, que en conjunto dan lugar a una anomalía negativa de magnitud relativamente importante. En la zona central la masa de metasedimentos es la responsable de la anomalía positiva que aparece en este área. Por último se corta la depresión de Guadalix, rellena por sedimentos terciarios y cuaternarios (con una potencia máxima de 250 m.), cuya estructura está controlada por dos fracturas. La primera, de tipo normal, tiene una dirección N100°E y un buzamiento de 70°NE, coincide aproximadamente con el curso del río Miraflores en el tramo NO para aproximarse posteriormente a la banda cretácica aflorante al oeste de Guadalix de la Sierra y continuar hacia el este bajo el embalse del Vellón próximo a su margen derecho. La otra, es la continuación hacia el norte de la falla de Valdesaelices a través de la D.G., de dirección N30°E y buzamiento de N70°SE, de carácter direccional algo inverso. La elevación del bloque oriental por efecto de esta fractura es la responsable de la ausencia de depósitos terciarios de menor densidad y por tanto de la anomalía negativa que cabría esperar en el sector del embalse del Vellón.

Conclusiones

La tectónica alpina en este sector del S.C.E. reactiva, principalmente durante el Mioceno medio (etapa Guadarrama), las fracturas de origen tardihercínico favorables a compresiones de dirección N155°E, tal es el caso de la falla de Valdesaelices, que hace cabalgar el M.S.P. sobre el B.H., tiene dos tramos bien diferenciados: la rama meridional, de dirección N60°E y buzamiento 30-35°SE, de carácter inverso y el sector norte, de dirección N30°E y buzamiento 65°E, direccional sinestral con componente inversa, que actúa como falla «transfer» o rampa lateral con otra importante fractura inversa de dirección N75°E y buzamiento 30-35°NO que provoca el cabalgamiento de los granitos de la D.N. sobre el B.H y que en su prolongación hacia el este parece constituir el borde sur del S.C.E.. La D.G. está controlada por dos fracturas alpinas, una normal de dirección N100°E y buzamiento 70°NE y otra direccional inversa de dirección N30°E y buzamiento 70°SE.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto PB 87-0544, financiado por la DGICYT.

Referencias

Alía, M. (1976): Estudios Geol., 32, 229-239.

Banks, C. y Warburton, J. (1991): Tectonophysics, 184, 367-378.

Birot, P. y Solé, L. (1954): Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central española, CSIC. Madrid. 87 pags.

Capote, R., González Casado, J.M. y De Vicente, G. (1987): Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 11, 305-311.

Capote, R., De Vicente, G., González Casado, J.M. (1990): Geogaceta, 7, 20-22.

De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1991): III Reun. Comis. Tecton. Soc. Geol. España.

Gemperle, M., Conrad, G., Sargen, M. y Starr, S. (1991): Geosoft GM-SYS v. 1.8. Northwest Geoph. Ass. Inc. 65 pags.

Portero, J. y Aznar, J. (1984): I Cong. Esp. de Geologia, III, 253-263.

Sanz, C. (1988): El relieve del Guadarrama oriental, Comunidad de Madrid.

Vegas, R., Vázquez, J.T., Surinach, E. y Marcos, A. (1990): Tectonophysics, 184, 275-289.

Warburton, J. y Alvarez, C. (1989): Libro Homenaje a R. Soler, AGGEP, 147-155.