

# Aproximación a un modelo gravimétrico en tres dimensiones (3D) de los granitoides del área de La Alberca-Béjar (Zona Centro-Ibérica)

YENES, M.<sup>1</sup>, GUTIÉRREZ-ALONSO, G.<sup>1</sup>, ÁLVAREZ, F.<sup>1</sup>, DÍEZ-BALDA, M. A.<sup>1</sup> y VIGNERESSE, J. L.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Área de Geodinámica, Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n. 37008 Salamanca.

<sup>2</sup> Centre de Recherches sur la Géologie des Matières Premières Minerales et Énergétiques (CREGU), BP 23, F-54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, France.

**Resumen:** En el área de La Alberca-Béjar afloran cuerpos graníticos tardíos, posteriores a la segunda fase de deformación regional, que intruyeron en un encajante metamórfico constituido fundamentalmente por materiales paleozoicos. Para establecer las relaciones estructurales entre los granitoides y su encajante se ha realizado un estudio gravimétrico. La modelización tridimensional de los datos ha permitido obtener un mapa de espesores de la masa granítica que puede interpretarse en relación con las facies aflorantes. Se han diferenciado dos conjuntos graníticos: el Conjunto Oeste presenta zonas con espesores mayores de 3 km, que pueden interpretarse como zonas de alimentación o de raíz; su emplazamiento se habría producido por una extravasación hacia el NE a partir de sus zonas de enraizamiento; la estructuración NO-SE de las líneas de isoespesor, indica un control estructural según esta dirección en su ascensión y emplazamiento. El Conjunto Este alcanza espesores superiores a los 3 km; en él se han localizado dos zonas de alimentación con más de 8 km de espesor, a partir de las cuales las isopacas se disponen de forma aproximadamente concéntrica, cortando la estructuración NO-SE del conjunto anterior, lo que indica que se trata de intrusiones posteriores (hecho confirmado por las relaciones intrusivas observadas en los afloramientos).

**Palabras clave:** Gravimetría, Granitoides, Orógeno Varisco, Zona Centro-Ibérica, Sistema Central Español.

**Abstract:** A gravity survey covers the area near La Alberca-Béjar at the westernmost part of the granitic Spanish Central System. Data have been interpreted using a 3D inverse technique, that provides a map of the relative thickness of the granite. The results show the coexistence of two different complex granitic bodies, which correlate with different outcropping granitic facies. The Western Body (La Alberca- Sequeros and Linares de Riofrío) is not deeply rooted, around 3 km. The map interpreted from gravity shows that its emplacement proceeded from a smooth infilling of magma towards NE. Gradients mostly oriented NW-SE, in the map of the thickness contours, should reflect a structural emplacement control along that trend. The Eastern Body is quite deeper, more than 3 km in thickness. The root zones are displayed in two areas of the easternmost part of the study area. The Eastern Body apparently postdates the Western Body since his trend crosscuts the former ones.

**Key words:** Gravimetry, Granitoids, Variscan Orogen, Central-Iberian Zone, Spanish Central System.

Yenes, M., Gutiérrez-Alonso, G., Álvarez, F., Díez-Balda, M. A. y Vignerese, J. L. (1995): Aproximación a un modelo gravimétrico en tres dimensiones (3D) de los granitoides del área de La Alberca-Béjar (Zona Centro-Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (1-2): 51-59.

La Zona Centro Ibérica constituye la parte más interna de las clásicamente diferenciadas en el Orógeno Varisco de la Península Ibérica (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972). Esta zona se diferencia de otras más externas, no sólo por sus rasgos estructurales, litoestratigráficos y paleogeográficos particulares, sino también por la abundancia de manifestaciones plutónicas, muchas de las cuales se localizan en el Sistema Central Español. Aunque el conocimiento que se tiene de estos plutones es bastante amplio desde el punto de vista petrológico, es muy poco lo que conocemos de su geometría, estructura interna y mecanismos de emplazamiento. El estudio sistemático

de las estructuras magmáticas de estos plutones, bien con técnicas tradicionales o con ayuda del análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (A.S.M.), puede reportar mucha información al respecto. Sin embargo, para conocer la geometría precisa de la intrusión granítica en profundidad se hace imprescindible utilizar métodos geofísicos. Entre ellos se han revelado de gran utilidad los estudios gravimétricos, debido al contraste de densidades que generalmente existe entre las diferentes facies graníticas y, sobre todo, entre éstas y su encajante. En la Zona Centro-Ibérica, son de resaltar los trabajos realizados por Santa Teresa *et al.* (1983), Bergamín y Gon-

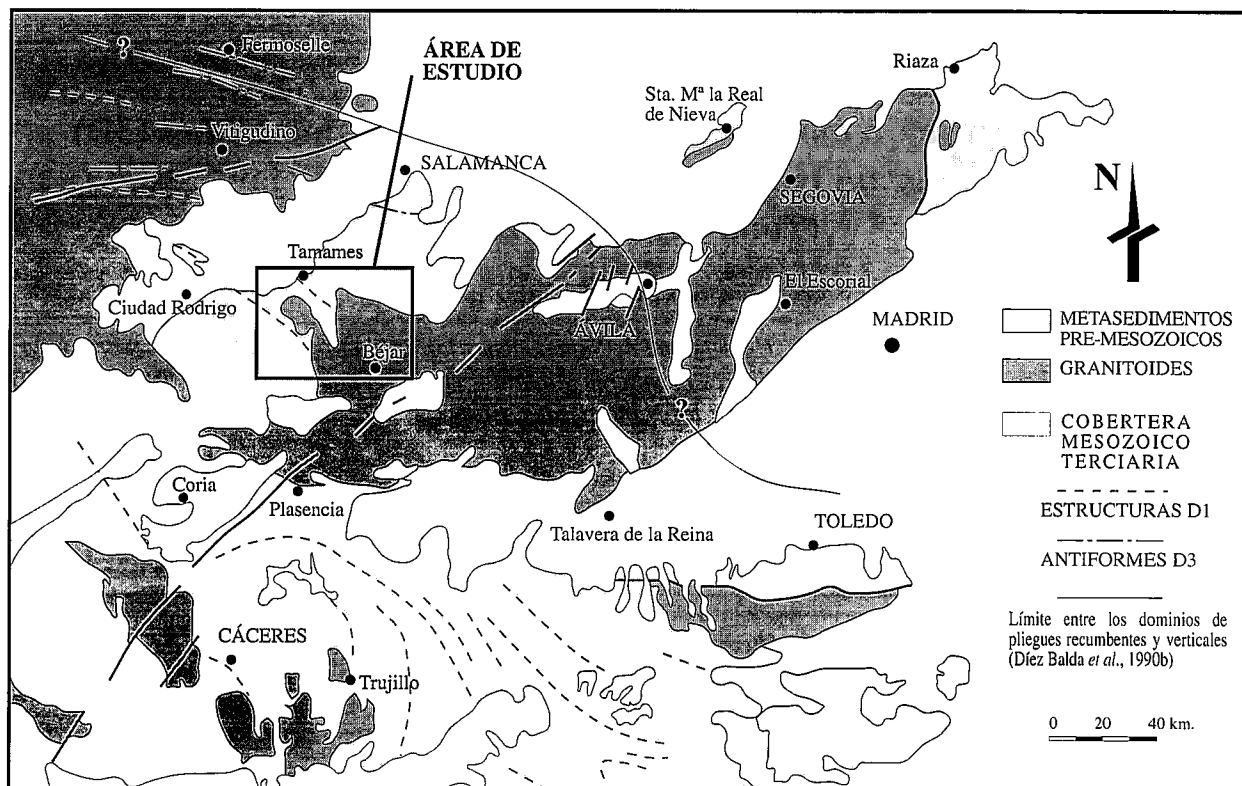


Figura 1.- Situación del área de estudio en el contexto del Sistema Central Español.

zález Casado (1987), Carbó *et al.* (1987) y Bergamín *et al.* (1989), en los que se estudia la geometría en dos dimensiones (2D) de varios cuerpos graníticos. Audrain *et al.* (1989) hacen un estudio gravimétrico del plutón de Cabeza de Araya, realizando una interpretación mediante una metodología tridimensional (3D) que será la utilizada en este trabajo.

La técnica de interpretación tridimensional de datos gravimétricos utilizada en este trabajo, acompañada de criterios geológicos de campo y de los datos obtenidos mediante otras técnicas complementarias como el uso del análisis de la A.S.M., nos permite detectar posibles zonas de enraizamiento de estos granitos, deducir o corroborar las relaciones de intrusión de las diferentes facies graníticas y aproximarnos al conocimiento de la geometría tridimensional de las intrusiones.

Para este estudio se ha elegido el área de La Alberca-Béjar, en la terminación occidental del Sistema Central (Fig. 1), ya que en ella aparecen algunas de las facies graníticas más representativas del edificio plutónico del Sistema Central, y la geometría de sus afloramientos y de su contacto con el encajante metamórfico, unas veces aparentemente concordante y otras claramente discordante, plantea algunas cuestiones sugerentes sobre su modo de emplazamiento.

### Encuadre geológico

El área granítica de La Alberca-Béjar ocupa la parte más occidental del complejo ígneo del Sistema Central, intruido en las etapas finales de la Orogénesis Varisca (Figs. 1 y 2). La cartografía, estructura e historia geológica

de este área fue establecida por Ugidos (1973) y Díez Balda (1986).

Los materiales más antiguos del encajante pertenecen al Complejo Esquisto-Grauváquico, y son atribuidos al Vendense superior por Vidal *et al.* (en prensa), sobre ellos aparecen las Formaciones Areniscas de Tamames y Calizas de Tamames de edad Cámbrico inferior; por encima afloran materiales pertenecientes al Ordovícico inferior, constituidos por conglomerados, areniscas y pizarras, la serie culmina con un tramo cuarcítico denominado a nivel regional Cuarcita Armoricana; sobre ella aparecen pizarras grises y negras de edad Ordovícico medio; por último, el núcleo del sinclinal de Tamames está constituido por cuarcitas, pizarras y vulcanitas del Silúrico inferior (Fig. 2). Estos materiales se encuentran localizados en el Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centro-Ibérica (Díez Balda *et al.*, 1990b), y los más antiguos de ellos fueron afectados por movimientos preordovícicos que produjeron basculamiento y/o plegamiento no acompañados de foliación. Estos movimientos se ponen de manifiesto por una discordancia situada en la base de los materiales ordovícicos. Posteriormente, la Orogénesis Varisca produjo en la zona una deformación polifásica que estuvo asociada a metamorfismo y plutonismo importante. La estructura general puede ser explicada por la superposición de tres fases de deformación sucesivas.

La primera fase de deformación (D<sub>1</sub>) originó pliegues de longitud de onda kilométrica, charnela con dirección NO-SE y plano axial subvertical; paralela al plano axial de los pliegues se desarrolla una foliación penetrativa (S<sub>1</sub>). Las estructuras más significativas de esta fase en la región son los sinclinales de la Peña de Francia, Tamames

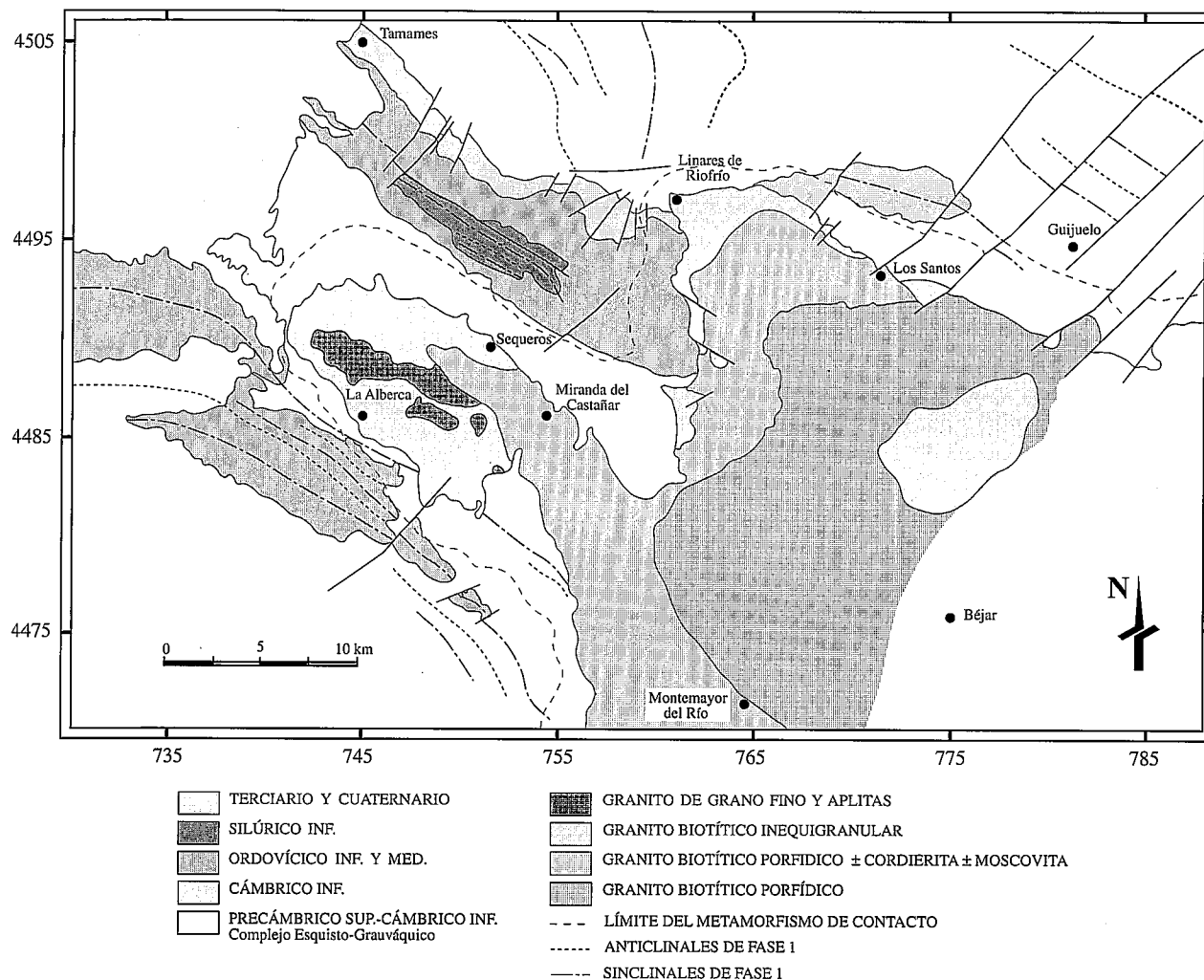


Figura 2.-Esquema geológico del área estudiada. Basado en datos propios y en: Díez Balda *et al.* (1990a), Bascones Elvira y Rodríguez Alonso (1990), Martín Herrero *et al.* (1990), Rodríguez Alonso y Bascones Elvira (1990), Ugidos *et al.* (1990) y Bellido *et al.* (en prensa). UTM referidas al Huso 29T.

y El Endrinal, resaltados algunos de ellos por la Cuarcita Armoricana, y los anticlinales situados entre ellos.

La segunda fase de deformación ( $D_2$ ) se reconoce en el área de estudio por la existencia local de un clivaje de crenulación subhorizontal ( $S_2$ ) superpuesto a la foliación primaria. Esta deformación se interpreta como asociada a un importante cizallamiento dúctil, de varios kilómetros de anchura, con límites originalmente subhorizontales, que habría desplazado el bloque de techo hacia el SE (Díez Balda *et al.*, 1992). Toda el área estudiada se puede considerar poco afectada por esta deformación, salvo la zona situada al S y E de Guijuelo.

La tercera fase de deformación ( $D_3$ ) originó pliegues abiertos de gran longitud de onda (decenas de kilómetros), con charnelas de dirección  $N100^\circ E$  a  $N120^\circ E$  y plano axial subvertical. Asociado a esta deformación aparece un clivaje de crenulación ( $S_3$ ) poco desarrollado, que se encuentra ocasionalmente en el sector estudiado. Por otro lado, y dentro de esta misma fase, Díez Balda *et al.* (1990a) describen al N y NE de Tamames una zona de cizalla dúctil subvertical dextra de dirección  $ONO-ESE$  y de unos 10 km de anchura, que desvíá las trazas de los pliegues de fase 1 desde su posi-

ción habitual NO-SE a direcciones próximas a N-S (Fig. 2).

Con posterioridad a las tres fases de deformación variscas, se han establecido varias etapas tardías de fracturación frágil y frágil-dúctil para el conjunto del Sistema Central, cuya cronología relativa no está bien establecida y que, en general, originan fracturas E-O y cizallas dúctiles conjugadas: NE-SO senestras y NO-SE dexas (Doblas, 1990).

El metamorfismo regional, en la mayor parte del área considerada, presenta la paragénesis clorita-biotita, lo cual sitúa las condiciones de máxima intensidad del metamorfismo en torno a la transición grado bajo-medio. Hacia el NE aparecen ya paragénesis con almandino, estauroлита y sillimanita, lo que indica condiciones de metamorfismo de grado medio. Se trata de un metamorfismo Barroviense de presión intermedia que alcanza su pico térmico en los primeros estadios de la segunda fase de deformación ( $D_2$ ); posteriormente, se detecta una caída de la presión, probablemente isotérmica (Díez Balda *et al.*, 1992).

El metamorfismo de contacto desarrolla alrededor de los granitos tardíos una aureola de anchura variable (Fig.

2), caracterizada por el crecimiento de porfidoblastos de cordierita y localmente, al S de Linares de Riofrío, de quiasolita (Díez Balda, 1986).

#### *Características generales de las rocas graníticas*

La mayor parte de las rocas graníticas que afloran en este área, se caracterizan por ser rocas muy homogéneas en las cuales difícilmente se observan planos de foliación magmática ni tampoco planos de foliación generados en estado sólido, que pudieran corresponderse con algunas de las fases de deformación descritas en el encajante. Desde el punto de vista petrográfico, se caracterizan por la presencia de biotita y por su aspecto porfídico más o menos acusado. Atendiendo a la abundancia y tamaño de los cristales de feldespato alcalino, así como a la presencia o ausencia de cordierita, se pueden diferenciar tres facies principales (Ugidos *et al.*, 1990), cuya representación cartográfica puede apreciarse en la Figura 2.

*Granito Biotítico Porfídico*: caracterizado por la abundancia de megacristales de feldespato alcalino, cuyos tamaños oscilan generalmente entre 4 y 6 cm, pero que ocasionalmente, pueden llegar a los 10 cm. El resto de los componentes petrográficos principales: cuarzo, plagioclasa y biotita, presentan un tamaño de grano medio-grueso. Eventualmente y de forma dispersa puede aparecer algún cristal de cordierita. Esta facies es la más representada en el sector estudiado y ocupa su parte centro-oriental.

*Granito Biotítico Porfídico ± Cordierita ± Moscovita*: se diferencia del anterior por la abundancia relativa de los prismas de cordierita y por la presencia ocasional de moscovita. La distribución de la cordierita no es homogénea, siendo más abundante hacia el S y en los contactos con el encajante y con el Granito Biotítico Inequigranular. Aparece siempre rodeando al Granito Biotítico Porfídico, excepto en el S de Guijuelo donde éste contacta directamente con el encajante metamórfico.

*Granito Biotítico Inequigranular*: caracterizado por que los cristales de feldespato alcalino raramente superan los 3 cm y se encuentran muy dispersos. El afloramiento más extenso de esta facies ocupa el núcleo de la antifor-ma de primera fase que se extiende entre La Alberca y Sequeros (Fig. 2). Existen otros menores al E y S de Linares de Riofrío, orlando parcialmente el límite entre las rocas ígneas y el encajante metamórfico.

Por último, se ha diferenciado una facies denominada *Granito de Grano Fino y Aplitas*, que se localiza en la parte central del afloramiento de La Alberca-Sequeros. Bajo esta denominación se incluyen un conjunto de rocas de grano fino cuyas características varían de granitos *s.s.* a granitos apliticos y aplitas (Ugidos *et al.*, 1990). Se caracterizan por su color claro, menor tamaño de grano que las facies anteriores y la presencia de cordierita, andalucita y moscovita como minerales accesorios.

En el campo no se aprecian relaciones intrusivas claras entre las diferentes facies graníticas, apareciendo generalmente transiciones graduales de unas a otras. Sin embargo, hay que señalar que mientras que la transición

entre el Granito Biotítico Porfídico y el Granito Biotítico Porfídico ± Cordierita ± Moscovita se realiza a lo largo de una banda de hasta varios metros, el contacto de este último con el Granito Biotítico Inequigranular es mucho más neto. Las transiciones entre el Granito Biotítico Inequigranular y las diferentes rocas incluidas en la facies Granito de Grano Fino y Aplitas pueden ser más complejas aunque, en cualquier caso, se realizan en unos pocos metros.

En el contexto de los granitoides variscos, los tipos aquí considerados son, en líneas generales, plutones de composición adamellítica y definen, desde el punto de vista geoquímico, una serie alúmino-cafémica y aluminica. Su génesis viene siendo motivo de controversia entre los que defienden un origen por anatexia mesocortical (Bea y Moreno-Ventas, 1985; Franco y García de Figuerola, 1986; Bea y Pereira, 1990) y los que defienden un origen profundo con asimilación de metasedimentos (Ugidos, 1973; Recio, 1990; Ugidos y Recio, 1993)

El estudio de la estructuración magmática, mediante el análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (A.S.M.) del plutón de La Alberca-Sequeros, llevado a cabo por Alvarez *et al.* (1990), puso de manifiesto una dirección de flujo magmático predominante que oscila entre N-S y NE-SO. Por otro lado, las lineaciones magnéticas, con un débil cabeceo, indican la continuación de la masa granítica por debajo del encajante tanto hacia el N como hacia el S. Estas conclusiones están siendo confirmadas por observaciones de campo y por nuevas campañas de análisis de A.S.M. que se están llevando a cabo en el resto de la zona.

En cuanto a la relación de los granitoides estudiados con las fases de deformación establecidas, éstos han sido considerados, por lo menos, posteriores a la segunda fase varisca (López Plaza y Martínez Catalán, 1987), ya que los contactos de los granitos tardíos al S y O de Guijuelo cortan las isogradas del metamorfismo regional y las estructuras D<sub>2</sub>. En la zona estudiada se ha observado mediante criterios microscópicos que los porfidoblastos del metamorfismo de contacto crecieron con posterioridad a la segunda fase de deformación (D<sub>2</sub>), ya que engloban la foliación generada durante esta fase. Por otro lado, no se han podido observar criterios definitivos para establecer una relación temporal entre la intrusión de los granitoides y la tercera fase de deformación (D<sub>3</sub>), aunque es posible que sean sincinemáticos con ella.

#### **Toma de datos y tratamiento**

La toma de medidas gravimétricas se realizó sobre el macizo granítico y su encajante próximo. Se obtuvieron 386 puntos de medida, lo que para una superficie investigada de aproximadamente 1600 km<sup>2</sup> supone una densidad de medida de una estación por cada 4 km<sup>2</sup>.

Las medidas se tomaron con un gravímetro LaCoste & Romberg modelo G, con una precisión de ± 0,01 mGal. Todas las medidas gravimétricas se corrigieron para reducir el efecto de la deriva instrumental del gravímetro y la variación diurna, reduciendo los valores de to-

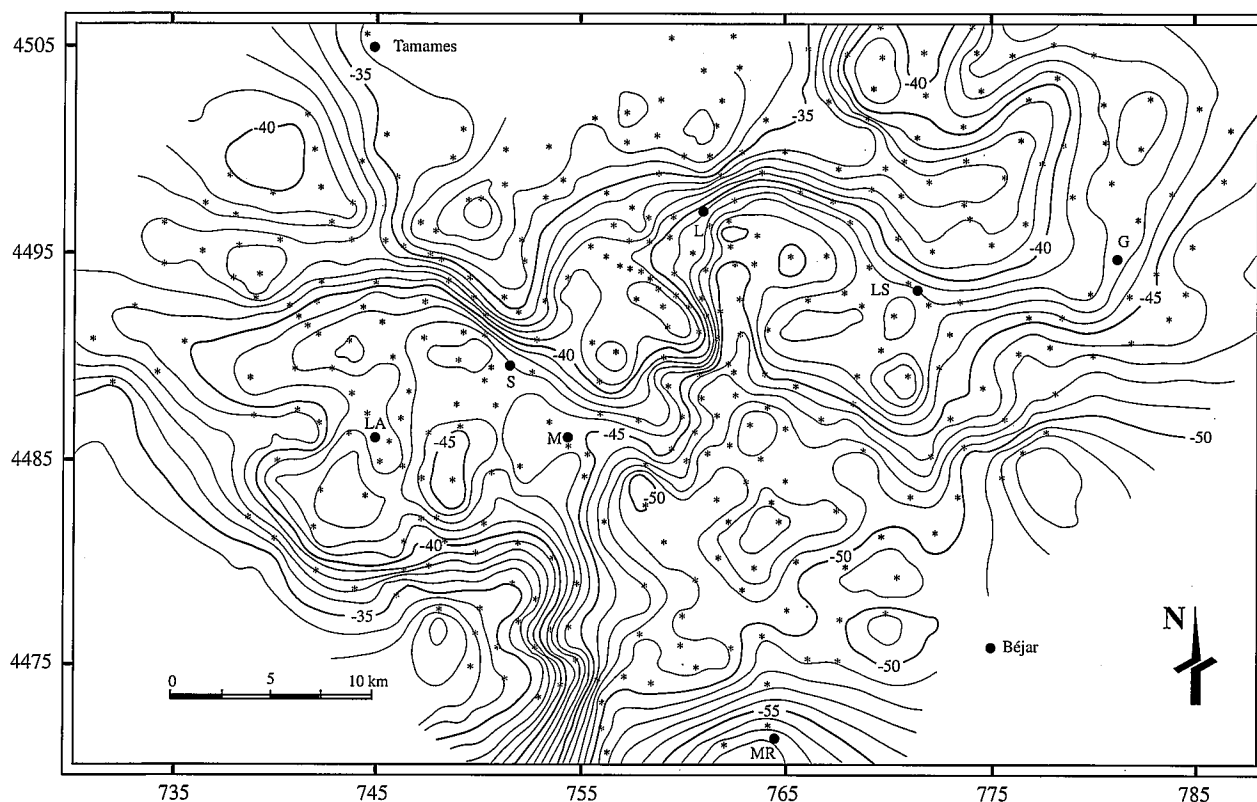


Figura 3.-Mapa de aislínas de la anomalía residual de Bouguer (unidades en mGal), con la localización de las estaciones de medida (asteriscos).

das las estaciones al valor tipo de una base medida el primer día de campaña y comprobada al comenzar y finalizar cada día de campo.

La determinación de la cota de cada estación de medida fue realizada con un baroaltímetro de precisión modelo ALTIplus de Pretel; a fin de determinar las variaciones de lectura debidas a cambios atmosféricos se realizaron, paralelamente al levantamiento gravimétrico, circuitos de duración inferior a una hora, que partían de estaciones base de altura conocida (vértices geodésicos), con lo que se pueden estimar y corregir las variaciones de lectura debidas a cambios atmosféricos. El error teórico indicado por el fabricante para el altímetro utilizado

es de  $\pm 1$  m. Los circuitos se realizaron en circunstancias atmosféricas muy estables, rechazándose aquellos en los cuales la diferencia de cota en la base fuera superior a  $\pm 1$  m. En consecuencia, el error máximo en la determinación de la cota se traduce, en los resultados obtenidos, en un posible error de  $\pm 0,2$  mGal.

Para determinar las densidades medias (Tabla I), que se aplicarán en el cálculo del mapa de espesores de la masa granítica, se llevó a cabo un muestreo de los principales tipos graníticos considerados y de las diferentes formaciones del encajante, obteniéndose un total de 82 medidas. Las muestras se mantuvieron al vacío durante 12 horas, posteriormente se sumergieron en agua durante

Tabla I: Densidades medias obtenidas para los diferentes tipos graníticos considerados y las distintas formaciones del encajante metamórfico (los números en negrita indican la cantidad de muestras analizadas).

Granito Biotítico Porfídico (GBP) <b>6</b>	$2,70 \pm 0,022 \text{ gr/cm}^3$
Granito Biotítico Porfídico $\pm$ Cordierita $\pm$ Moscovita (GBPCM) <b>8</b>	$2,69 \pm 0,025 \text{ gr/cm}^3$
Granito Biotítico Inequigranular (S de Linares de Riofrío) (GBI) <b>10</b>	$2,69 \pm 0,019 \text{ gr/cm}^3$
Granito Biotítico Inequigranular (La Alberca-Sequeros) (GBI) <b>7</b>	$2,71 \pm 0,011 \text{ gr/cm}^3$
Granito de Grano Fino y Aplitas (GFI) <b>14</b>	$2,63 \pm 0,031 \text{ gr/cm}^3$
Complejo Esquisto-Grauváquico <b>23</b>	$2,71 \pm 0,051 \text{ gr/cm}^3$
Cuarcita Armoricana (Ordovícico) <b>7</b>	$2,66 \pm 0,006 \text{ gr/cm}^3$
Pizarras Grises del Ordovícico y Silúrico (Sinclinal de Tamames) <b>7</b>	$2,77 \pm 0,036 \text{ gr/cm}^3$

48 horas, haciendo un control de la temperatura del agua para corregir posibles errores debidos a cambios de densidad del agua como consecuencia de la manipulación de las muestras y, finalmente, se pesaron. Por último, las muestras se sometieron a un proceso de secado progresivo durante 48 horas, a fin de estimar las variaciones de densidad desde el estado de saturación en agua hasta la muestra seca para apreciar y eliminar el efecto de la porosidad.

Posteriormente, se hicieron las correcciones de Aire Libre, Bouguer (tomando una densidad de reducción de 2,70 gr/cm<sup>3</sup>) y Latitud. La corrección topográfica puede ser obviada en este caso, ya que, utilizando el método de Hammer (1939), se obtuvieron, en el caso más desfavorable, correcciones de 0,14 mGal, valores que no influyen significativamente en el resultado final, ya que las diferencias de densidades entre las distintas facies graníticas y el encajante metamórfico implican variaciones en el valor de la anomalía de Bouguer de más de 5 mGal.

Una vez realizadas todas las correcciones, se obtiene el valor de la anomalía de Bouguer para cada estación de medida. Con estos valores irregularmente repartidos se obtuvo por interpolación (*kriging*) una malla regular cuadrada de 1 km de lado, a partir de la cual se generan las curvas de isoanomalía de Bouguer (Fig. 3).

A fin de modelizar los datos obtenidos, es necesario sustraer a la anomalía de Bouguer medida, el valor de la anomalía regional supuesta, obteniendo así un mapa de anomalía residual que resalta el efecto de los cuerpos estudiados. Se ha observado en numerosos estudios, que se obtiene una anomalía residual óptima, cuando la isolínea de valor cero del mapa de anomalía residual contornea el afloramiento superficial del cuerpo granítico estudiado (Vignerese, 1990). En este caso, la componente residual se ha obtenido restando a la anomalía de Bouguer medida, una superficie plana a -41 mGal. La elección de esta superficie como anomalía regional, se debe, por un lado, a que es la que nos proporciona la isolínea del nivel cero de anomalía residual que mejor se ajusta al contorno geológico de superficie de los cuerpos graníticos; y, por otro lado, la anomalía residual así obtenida es la que mejor se adapta a los datos cartográficos y estructurales de la zona, es decir, principalmente a la evidencia, puesta de manifiesto por los estudios de A.S.M. (Alvarez *et al.*, 1990) y de campo (medidas de planos y líneas de flujo magmático, geometría de la aureola de metamorfismo de contacto), de que la masa granítica debe continuar, en algunas zonas, por debajo del encajante metamórfico.

Existen diferentes métodos para interpretar datos gravimétricos (Vignerese, 1978), por un lado, en los *Métodos Directos* se parte de una estructura determinada y se calcula la anomalía gravimétrica que ésta origina; posteriormente, por deformaciones sucesivas de la estructura, se busca la mejor adaptación entre los valores calculados y los valores medidos. Por el contrario, en los *Métodos Inversos* se parte de la medida física sobre el terreno y se intenta determinar las características de la estructura (forma, profundidad, extensión); no se introduce una estructura inicial, aunque se puede limitar el modelo defi-

niendo unos parámetros de partida, como son el contraste de densidades entre los diferentes cuerpos y su forma cartográfica. Por lo tanto, se entiende que resulta más aconsejable en plutones graníticos, la utilización de los *Métodos Inversos*, en los que el operador no interviene directamente en el proceso de modelización, que la de los *Métodos Directos* en los que el operador determina la estructura inicial y posteriormente la va modificando, con lo que la hipótesis de partida es preponderante.

En este trabajo se utiliza el *Método Inverso* en tres dimensiones (3D) que recurre al algoritmo de Cordell y Henderson (1968). La forma en profundidad del cuerpo estudiado se obtiene por una serie de prismas verticales, centrados en los nodos de la malla elaborada a partir de la interpolación de los datos reales. A cada prisma se le asigna un contraste de densidad en función del tipo de roca que lo forme. En el caso de los prismas localizados sobre zonas en las que el actual conocimiento geológico, permite suponer la existencia de otros tipos de rocas en profundidad, ya sea encajante u otra facies granítica, se les ha asignado un contraste de densidad medio entre la densidad de la roca aflorante y la densidad de la roca supuesta.

El procesado de los datos se realiza utilizando un mapa de contraste de densidades. Con estos valores, la anomalía gravimétrica provocada por todos los prismas es calculada y comparada con los valores medidos. Las desviaciones (positivas o negativas) entre el campo provocado por el modelo y el campo medido sobre el terreno, sirven para modificar la profundidad de los prismas, realizándose cuatro iteraciones sucesivas hasta obtener una desviación mínima. Mediante este proceso iterativo obtenemos, como resultado final, un mapa de espesores de la masa granítica (Fig. 4), que indicaría la profundidad del contacto granito-encajante allí donde el granito aflora, y donde no, únicamente el espesor de la columna de granito.

El posible error cometido en la determinación de las profundidades, utilizando este método, se estima que es del orden del 15 al 20 % (Vignerese, 1983). Este porcentaje tiene en cuenta los posibles errores en la toma y tratamiento de las medidas gravimétricas, las imprecisiones sobre la altura de la estación, los errores en la determinación de las densidades y la incertidumbre en la elección de la regional.

### Descripción de la anomalía de Bouguer

El mapa de anomalía de Bouguer (Fig. 3) obtenido con el método descrito previamente, pone de manifiesto algunas áreas donde existe déficit de masa, es decir, donde las rocas de la corteza superior poseen una densidad inferior a la media de la misma. Como puede observarse en la figura, existe una coincidencia a grandes rasgos entre la geometría de las isolíneas de anomalía y el trazado cartográfico de los cuerpos graníticos de la zona, lo que indica su estrecha relación. En general se observa una buena coincidencia del límite cartográfico del granito con la curva de isoanomalía -41 mGal, excepto en algunos sectores (zona de Guijuelo, E de Miranda del Casta-

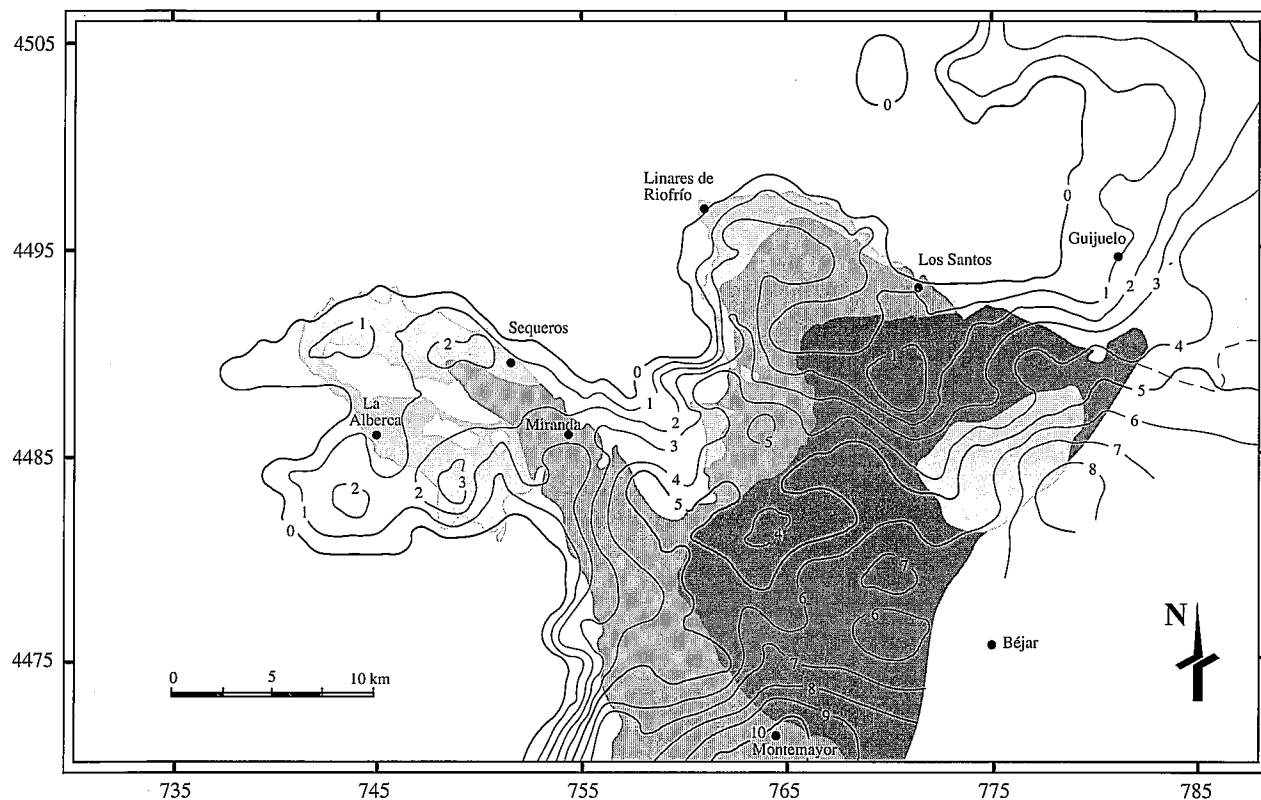


Figura 4.- Mapa de espesores de la masa granítica obtenido mediante modelización 3D. Las áreas sombreadas superponen las facies graníticas que afloran en el sector (ver esquema geológico).

ñar y S de La Alberca principalmente), en los que ésta se extiende más allá del límite geológico de superficie, indicando una prolongación del macizo granítico por debajo de la cobertera metamórfica.

También se observa que al N de Miranda del Castañar existen dos saltos en el gradiente de la anomalía, uno de -44 mGal a -38 mGal y otro, más al N, de -38 mGal a -32 mGal. Ésto indica la existencia de dos conjuntos intrusivos diferentes que coinciden con los tipos graníticos establecidos:

a) Al O, un conjunto formado por el Granito Biotítico Inequigranular y el Granito de Grano Fino y Aplitas del plutón de La Alberca-Sequeros, junto con el Granito Biotítico Inequigranular que aflora al S de Linares de Riofrío, con una amplitud de la anomalía que se mantiene entre 8 y 10 mGal.

b) Al E, otro conjunto formado por el Granito Biotítico Porfídico ± Cordierita ± Moscovita junto con el Granito Biotítico Porfídico, con una amplitud de la anomalía superior a 20 mGal, lo que indica un mayor volumen de granito para este conjunto.

El Conjunto Oeste no muestra una zona clara de mínimos. La zona más profunda se mantiene en un intervalo entre -42 mGal y -45 mGal. Se observa una tendencia de las curvas de isoanomalía según una dirección NO-SE que coincide con la estructuración varisca principal.

En el Conjunto Este, el mínimo de la anomalía se localiza al S de la zona (< -55 mGal), y a partir de él las curvas de isoanomalía se disponen concéntricamente. Se observa otro mínimo al S de Guijuelo (< -50 mGal) que

indica otra zona más profunda para este conjunto que no ha sido totalmente localizada en este trabajo. La tendencia de las curvas de isoanomalía que se observa en el Conjunto Oeste no se prolonga en el Conjunto Este, quedando cortada aproximadamente por la curva de isoanomalía -46 mGal, excepto al S de Los Santos donde también se observan direcciones NO-SE.

#### Descripción del mapa de espesores

El mapa de espesores, obtenido a partir del de anomalía residual y que se puede observar en la Figura 4, presenta un complejo patrón de isopacas. A grandes rasgos, se puede apreciar una disposición concéntrica de las isopacas con una geometría groseramente paralela a la traza cartográfica del contacto granito-encajante. La observación detallada de este mapa confirma la existencia de dos niveles de espesor de la masa granítica que se corresponden con los Conjuntos Este y Oeste mencionados en el apartado anterior (Fig. 4):

a) El Conjunto Oeste, formado por el plutón de La Alberca-Sequeros y el de Linares de Riofrío, presenta espesores medios de 2 km. Dentro de este conjunto destacan dos áreas con un espesor mayor de 2 km. Una de ellas se localiza al S de La Alberca debajo del Ordovícico del Sinclinal de la Peña de Francia, y enlaza con otra situada a más de 3 km dentro del granito al SE de La Alberca; ésto indica una zona con mayor espesor para este plutón, situada en parte bajo el encajante, en el exterior de su nivel actual de erosión, señalando una geometría



asimétrica en profundidad que puede ser indicativa de mecanismos particulares de intrusión que se discutirán más adelante. La otra zona con mayor espesor está localizada al S de Linares de Riofrío. Los contornos de las curvas de isoespesor en este conjunto muestran una tendencia general NO-SE, indicando un control estructural según esta dirección en la ascensión de estos plutones.

Por otra parte, en la Figura 4 se observa que existe una coincidencia de los afloramientos graníticos con las estructuras anticlinales originadas durante la primera fase de deformación ( $D_1$ ) en el encajante, mientras que los grandes sinclinales de primera fase (Sinclinal de la Peña de Francia, Sinclinal de Tamames y Sinclinal del Endrinal), coinciden con áreas sin afloramientos graníticos en superficie.

b) El Conjunto Este presenta mayores espesores de la masa granítica que el anterior, siendo en general superiores a los 3 km. Otro aspecto que llama la atención es la fuerte inclinación del contacto del Granito Biotítico Porfídico  $\pm$  Cordierita  $\pm$  Moscovita con el encajante al O de Montemayor del Rfo, que, además, presenta una ruptura de pendiente a 8 km de profundidad. Al S de la zona estudiada se localiza un máximo con más de 10 km de espesor, que es el mayor deducido en este área. También se observa la existencia de otro máximo relativo, de menor importancia que el anterior, con 8 km de espesor deducido al S de Guijuelo. Es posible que existan, al E y S de la zona estudiada, áreas con mayores espesores graníticos. Los datos obtenidos no permiten extrapolar más, pero dado que afloran amplias áreas graníticas al E y S del límite de la zona, parece lógico pensar que existan áreas con grandes espesores de granitos en esas direcciones.

La estructuración observada en el conjunto anterior no afecta al Conjunto Este, que muestra unas curvas de isoespesor aproximadamente concéntricas a partir de las zonas donde el granito se encuentra a mayor profundidad, y que cortan claramente a la tendencia NO-SE mostrada por el Conjunto Oeste. Ésto indica la relación temporal entre ambos.

Además de los granitoides descritos, las técnicas gravimétricas permiten detectar la existencia de defectos de masa que pueden interpretarse como masas graníticas que no han sido expuestas por la erosión o que están cubiertas por depósitos discordantes. Al E y NE de Los Santos se observa un aumento generalizado de los espesores de granito (Fig. 4). Por un lado, las primeras anomalías que encontramos, con espesores de entre 0 y 2 km pueden interpretarse como un granito subaflorante correspondiente al Conjunto Oeste. Sin embargo, el aumento de espesores hacia el E y la pérdida de la estructuración NO-SE pueden indicar, bien la continuación en profundidad del Conjunto Este, o bien la existencia de gneises variscos o incluso prevariscos aflorantes o a escasa profundidad con respecto al nivel actual de erosión. Esta afirmación se apoya, por un lado en que regionalmente los granitoides tardíos son muy abundantes hacia el E y, por otro en la existencia de gneises en el encajante (Gneises de Castellanos, de Narrillos del Álamo, de Bercimuelle, de Cespedosa, etc.), siendo posible la exis-

tencia de otros gneises a escasa profundidad. Por otra parte, en esta zona aflora el bloque de muro de una importante zona de cizalla extensional dúctil producida el extenderse y adelgazarse la corteza durante la segunda fase de deformación varisca (Díez Balda *et al.*, 1992), siendo en este bloque donde afloran las rocas más metamórficas y gran cantidad de gneises. Por último, existen grandes fallas NNE-SSO que han podido originar el levantamiento de los bloques situados el E.

## Discusión y conclusiones

El estudio gravimétrico del área granítica de La Alberca-Béjar permite proponer una geometría tridimensional para los cuerpos ígneos de esta zona y establecer la existencia de dos conjuntos graníticos diferentes.

El Conjunto Oeste, formado por el Granito Biotítico Inequigranular y el Granito de Grano Fino y Aplitas, que afloran en el núcleo de la antiforma de La Alberca-Sequeros; y por el Granito Biotítico Inequigranular, que aflora al S de Linares de Riofrío. Las direcciones del flujo magmático de estos granitos, obtenidas mediante el análisis de A.S.M. (Alvarez *et al.*, 1990), y los estudios de campo, indican una dirección de flujo dominante que oscila entre N-S y NE-SO. Asimismo, la modelización gravimétrica realizada permite diferenciar en este conjunto dos zonas en las que el espesor de granito obtenido es especialmente importante (más de 2 km), que pueden ser interpretadas como zonas de enraizamiento, y que están localizadas al S de los plutones aflorantes (SE de La Alberca y S de Linares de Riofrío). Con estos datos es posible concluir que el emplazamiento de estos plutones se ha realizado por una extravasación hacia el NE a partir de sus zonas de raíz. Otro hecho significativo es la existencia de una estructuración NO-SE, puesta de manifiesto por la disposición de las curvas de isoespesor, que indican un control estructural en esta dirección durante la ascensión y el emplazamiento del magma.

El Conjunto Este está formado por el Granito Biotítico Porfídico y el Granito Biotítico Porfídico  $\pm$  Cordierita  $\pm$  Moscovita, y en él se deducen siempre espesores superiores a los 3 km. Existen dos zonas que pueden ser interpretadas como de enraizamiento para este conjunto: la más importante está situada al S del área estudiada y queda reflejada por la disposición concéntrica de las curvas de isoespesor, que llega a alcanzar más de 10 km; la segunda, menos señalada, se localiza al S de Guijuelo, donde se alcanzan espesores de 8 km, que podrían ser mayores hacia el E.

Se ha puesto de manifiesto la posible existencia de masas graníticas subaflorantes al NE de la zona estudiada (Fig. 4). Allí aparecen anomalías que dan espesores de entre 0 y 2 km y que pueden corresponder a intrusiones semejantes a las que han formado los plutones aflorantes del Conjunto Oeste. Sin embargo, el aumento de la anomalía que se observa hacia el E del meridiano de Guijuelo, podría indicar, bien la continuación en profundidad del Conjunto Este aflorante, o bien la existencia de gneises en el encajante.



La estructuración NO-SE del Conjunto Oeste, no afecta al Conjunto Este, lo que indica que este último es posterior en el tiempo, pero anterior a la completa cristalización del Conjunto Oeste, ya que no se han observado estructuras de deformación en las zonas de contacto de los dos conjuntos.

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CICYT PB90-0860 C-03-02 y PB93-1149 C-03-02. Nuestro agradecimiento a A. Marcos, J. Aller y un revisor anónimo, por sus correcciones y sugerencias.

### Bibliografía

- Álvarez, F., Yenes, M., Amice, M., Bouchez, J. L. y Díez Balda, M. A. (1990): Estudio estructural de los granitoides. Modelos de emplazamiento y relación con la deformación hercínica (primeros resultados: el granito de Sequeros). *XII Reunión de Xeología e Minería de N. O. Península. Resúmenes*: 4-5. Laboratorio Xeológico de Laxe.
- Audrain, J., Amice, M., Vignerresse, J. L. y Bouchez, J. L. (1989): Gravimétrie et géométrie tri-dimensionnelle du pluton granitique de Cabeza de Araya (Estrémadura, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, 1757-1764.
- Bascones Elvira, L. y Rodríguez Alonso, M. D. (1990): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 526 (11-21) (Serradilla del Arroyo). Memoria explicativa por L. Bascones Elvira, M. D. Rodríguez Alonso, I. Valladares, M. A. Díez-Balda, J. Carballeira Cueto, M. Cantano, E. Liñán, T. Palacios, R. Rincón y J. M. Brell, 68 p. (1990). *Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.
- Bea, F. y Moreno-Ventas, I. (1985): Estudio petrológico de los granitoides del área centro-norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila, Sistema Central Español). *Stvd. Geol. Salmant., Univ. Salamanca*, 20: 137-174.
- Bea, F. y Pereira, M. D. (1990): Estudio petrológico del Complejo Anatóctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 87-104.
- Bellido, F., Monteserín, V. y Díez Balda, M. A. (en prensa): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 528 (13-21)(Guijuelo). Memoria explicativa. *Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.
- Bergamín, J. F. y González Casado, J. M. (1987): Geometría interna del plutón granítico de Madrdeijos (Toledo), basado en determinaciones gravimétricas. *Bol. Geol. Min.*, 98-2: 217-225.
- Bergamín, J. F., Casquet, C., Fuster, J. M., González Casado, J. M. y Peinado, M. (1989): La falla de Santa M.ª la Real de Nieva. Un accidente extensional hercínico en el Sistema Central Español. Interpretación geofísica y geológica. *Stvd. Geol. Salmant., Univ. Salamanca*, Vol. Esp. 4: 27-40.
- Carbó, A., Bergamín, J. F., Capote, R., González Casado, J. M., Santa Teresa, I., De Vicente, G. y Zorita, M. C. (1987): Estudio comparativo de la geometría en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la Zona Centro-Ibérica. In: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico (Libro homenaje a L. C. García de Figuerola)* (Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza y M. D. Rodríguez Alonso), Rueda, Madrid: 439-446.
- Cordell, L. y Henderson, R. G. (1968): Iterative three dimensional solution of gravity anomaly using a digital computer. *Geophysics*, 33: 596-601.
- Díez Balda, M. A. (1986): El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Acta Salmant., Ser. Ciencias*, 52: 162 p. Salamanca.
- Díez Balda, M. A., García Casquero, J. L., Monteserín López, V., Nozal Martín, F., Pardo Alonso, M. V. y Robles Casas, R. (1990a): Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al sur de Salamanca. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 117-125.
- Díez Balda, M. A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990b): Structure of the Central Iberian Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer, Berlín.
- Díez Balda, M. A., Ayarza, A. y Martínez Catalán, J. R. (1992): Cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: engrosamiento y colapso extensional. *Simposios III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latinoamer. Geol.*, 2: 365-374.
- Doblas, M. (1990): Zonas de cizalla tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 219-226.
- Franco, M. P. y García de Figuerola, L. C. (1986): Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo occidental de la Sierra de Ávila (Provincias de Ávila y Salamanca). *Stvd. Geol. Salmant., Univ. Salamanca*, 23: 193-219.
- Hammer, S. (1939): Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 3: 184-194.
- Julivert, M., Fonboté, J. M., Ribeiro, A. y Nabais Conde, L. E. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, E: 1:1.000.000. *Inst. Geol. Min. España*.
- López Plaza, M. y Martínez Catalán, J. M. (1987): Síntesis estructural de los granitoides del Macizo Hespérico. In: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico (Libro homenaje a L. C. García de Figuerola)* (Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza y M. D. Rodríguez Alonso), Rueda, Madrid: 195-220.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- Martín Herrero, D., Ugidos, J. M., Nozal, F. y Pardo, M. V. (1990): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 527 (12-21) (Tamames). Memoria explicativa por D. Martín Herrero, J. M. Ugidos, F. Nozal, M. V. Pardo, M. A. Díez-Balda, J. Santamaría, F. J. Solé, J. Picart, I. Valladares, J. Carballeira Cueto, M. Cantano, M. D. Rodríguez Alonso, M. López Plaza, F. Bea, E. Liñán, T. Palacios, J. C. Gutiérrez Marco, I. Rábano y A. Perejón, 95 p. (1990). *Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.
- Recio, C. (1990): *The late Hercynian granitoids of the western area of the SCE: a stable (O, H, S) isotopic study*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 208 p.
- Rodríguez Alonso, M. D. y Bascones Elvira, L. (1990): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 551 (11-22) (Martiago). Memoria explicativa por M. D. Rodríguez Alonso, L. Bascones Elvira, M. A. Díez-Balda, J. Carballeira Cueto, M. Cantano, E. Liñán y T. Palacios, 49 p. (1990). *Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.
- Santa Teresa, I., Carbó, A., Capote, R. y Casquet, C. (1983): Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos. *Stvd. Geol. Salmant., Univ. Salamanca*, 18: 237-250.
- Ugidos, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 218 p.
- Ugidos, J. M., Rodríguez Alonso, M. D., Albert Colomert, V. y Martín Herrero, D. (1990): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 552 (12-22) (Miranda del Castañar). Memoria explicativa por J. M. Ugidos, M. D. Rodríguez Alonso, V. Albert Colomert, D. Martín Herrero, M. A. Díez-Balda, J. Carballeira Cueto, M. Cantano, J. C. Gonzalo Corral, F. Bea, E. Liñán y T. Palacios, 77 p. (1990). *Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.
- Ugidos, J. M. y Recio, C. (1983): Origin of cordierite-bearing granites by assimilation in the Central Iberian Massif (CIM), Spain. *Chem. Geol.*, 103: 27-43.
- Vidal, G., Palacios, T., Gómez, J. A., Díez Balda, M. A. y Grant, W. F. (en prensa): Neoproterozoic of Spain. New concepts. *Geol. Mag.*
- Vignerresse, J. L. (1978): Damped and constrained least squares method with application to gravity interpretation. *Jour. Geophys.*, 45: 17-28.
- Vignerresse, J. L. (1983): Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, 15C, 1-15.
- Vignerresse, J. L. (1990): Use and misuse of geophysical to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geol. Journal*, 25: 249-260.

Manuscrito recibido el 19 de Abril de 1994

Aceptado el manuscrito revisado el 19 de Enero de 1995