

Estructura de los cuerpos plutónicos y migmatíticos en la parte central del Macizo de Gredos

Structure of plutonic and migmatitic bodies in the central part of the Gredos Massif

J. Díaz Alvarado ⁽¹⁾, C. Fernández ⁽¹⁾, I. Moreno-Ventas ⁽²⁾ y A. Castro ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus de El Carmen, 21071-Huelva. 177234@uniovi.es; fcarlos@uhu.es

⁽²⁾ Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Campus de El Carmen, 21071-Huelva. bravo@uhu.es; dorado@uhu.es

ABSTRACT

This work presents the results of a detailed geological mapping and structural study of the Spanish Central System batholith, in the central part of the Gredos Massif. The internal contacts in the batholith are parallel to the magmatic and solid-state foliations, defining a complex of sheeted intrusive (granodiorites, basic rocks, leucogranites) and migmatitic rocks. Upright, closed, NE-SW trending folds, late with respect to the intrusion of the igneous rocks affect foliations and contacts. Emplacement and folding are younger than the D3 Variscan phase of the Central-Iberian Zone, and older than the extensional and transcurrent late-Variscan stages.

Key words: Variscan chain, granites, structure, Gredos Massif.

Geogaceta, 39 (2006), 3-6
ISSN: 0213683X

Introducción

El batolito del Sistema Central (BSC) constituye el afloramiento de rocas plutónicas más extenso de la Zona Centroibérica. El área de estudio (Sierra de Gredos, Sistema Central Español), perteneciente al BSC, presenta los siguientes dos grupos de rocas plutónicas: 1) leucogranitos peralumínicos (LGP); 2) granitoides con enclaves microgranulares (GEM) y rocas básicas asociadas (RBAS) (Moreno-Ventas, 1991; Moreno-Ventas *et al.*, 1995). Asociados espacialmente a los GEM y ocasionalmente a los LGP se observan cuerpos de migmatitas y diatexitas. También en el interior de los GEM aparecen cuerpos de metasedimentos de dimensiones kilométricas de tipo *roof pendant* (Martín Escorza, 1971). El emplazamiento de los cuerpos graníticos del batolito habría tenido lugar discontinuamente durante un periodo de tiempo prolongado entre el Namuriense y el Pérmico inferior (Moreno-Ventas *et al.*, 1995; Villaseca *et al.*, 1995; Bea *et al.*, 1999).

Desde el punto de vista estructural, el rasgo más llamativo del batolito en la zona de Gredos es el carácter laminar de los cuerpos de rocas plutónicas y metamórficas. Este hecho ha sido reseñado por distintos autores, resaltándose la estructuración subhorizontal de los distintos cuerpos y de las foliaciones que

presentan (p. ej., Bea y Moreno-Ventas, 1985).

En esta contribución se adelantan algunos datos de un trabajo en curso sobre las características estructurales y metamórficas del batolito en la zona central del Macizo de Gredos. El área cartografiada que se presenta en este trabajo se extiende entre la plataforma de Gredos y el Puerto de Candeleda, incluyendo la superficie drenada por los arroyos del Prado de las Pozas y de Prado Barbellido (Fig. 1). Los resultados de este estudio permiten profundizar en el conocimiento de la geometría de las distintas unidades ígneas y metamórficas, y resultan imprescindibles para la contrastación de los modelos de emplazamiento de los distintos cuerpos plutónicos y para el establecimiento de su secuencia cronológica.

Descripción litológica y estructural

Se han distinguido cuatro tipos litológicos distintos, tres de ellos plutónicos y el último metamórfico. Entre las rocas ígneas del sector se encuentran rocas básicas (RBAS), granodioritas (GEM) y leucogranitos (LGP). Las granodioritas constituyen el tipo más abundante. Presentan una matriz de tamaño de grano medio, compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita, con cantidades menores de feldespato potásico y

cordierita. Es de destacar la presencia de megacrístales idiomorfos de feldespato potásico cuyo eje largo puede llegar a superar los 7 cm de longitud. Las granodioritas suelen ser bastante heterogéneas, especialmente en el afloramiento del valle del Prado de las Pozas, con abundantes *schlieren* biotíticos, xenolitos, enclaves máficos microgranulares y diques simplutónicos de aplitas y de granitos leucocráticos. Además, presentan numerosos nódulos de cuarzo (*resisters*) y enclaves restíticos de biotita, sillimanita y cuarzo. Las rocas básicas (RBAS) que aparecen dentro de las granodioritas (GEM) forman un cuerpo de dimensiones cartográficas en el Prado de las Pozas (Fig. 1). Su composición es diorítica y presentan cristales globulares de cuarzo con un borde de reacción. Muestran bordes enfriados y complejas relaciones de autointrusión con las granodioritas. Aparte de este afloramiento, se pueden encontrar multitud de enclaves dioríticos y de cuerpos menores de RBAS en toda el área cartografiada. Los leucogranitos (LGP) son rocas de grano fino a medio, con una matriz de cuarzo y feldespato potásico, biotita, moscovita y plagioclasa subordinada. Localmente muestran facies porfídicas, con megacrístales de feldespato potásico de tamaño inferior al de las granodioritas y menos idiomorfos. Estas rocas muestran localmente transiciones hacia tipos

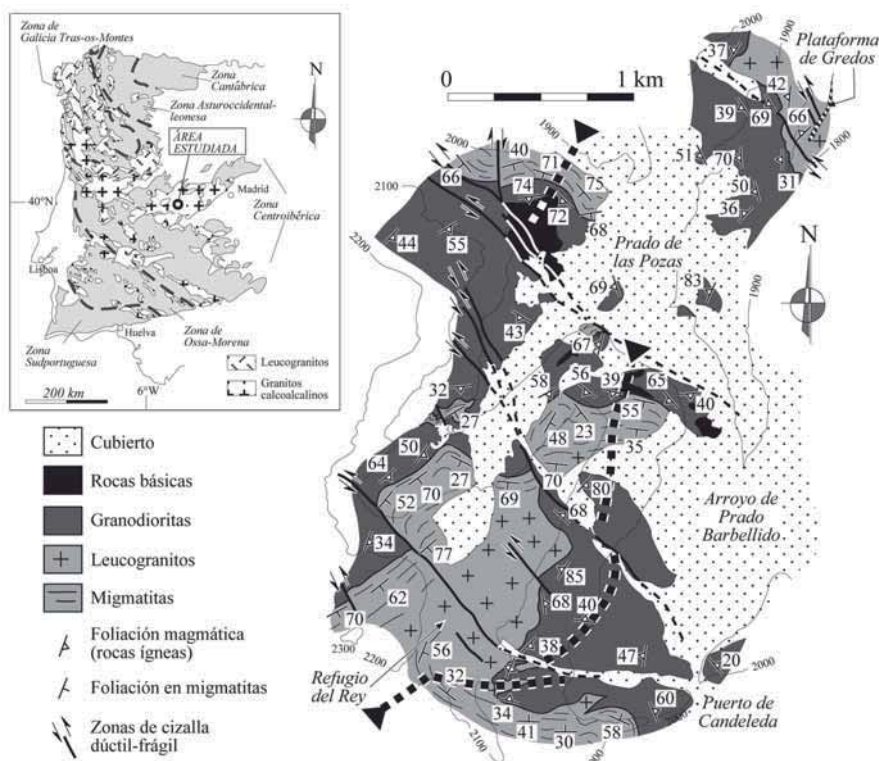


Fig. 1.- Mapa geológico de la zona estudiada. Las líneas gruesas con trazos discontinuos representan las trazas axiales de los sinformes que afectan a las foliaciones.

Fig. 1.- Geological map of the studied area. The thick dashed lines mark the axial traces of synforms affecting the distinct foliations in the area.

diatexiticos y migmatíticos, especialmente claras en el complejo anatético de la parte suroccidental de la zona cartografiada (Fig. 1). Los complejos anatéticos, como el citado con anterioridad, muestran una gran variedad de tipos migmatíticos pasando gradualmente a diatexitas. El protolito de estas migmatitas es de carácter fundamentalmente pelítico con niveles cuarcíticos y grauváquicos.

Los distintos tipos litológicos descritos se organizan en cuerpos laminares a escala cartográfica (Fig. 1). Todos ellos muestran una foliación más o menos penetrativa. La foliación en las granodioritas está definida por la orientación preferente de los megacrístales de feldespato potásico (Fig. 2A). No se observan señales de deformación plástica intracrystalina en la matriz ni en los megacrístales, lo que sugiere que la foliación es de origen magmático. Esta foliación suele ser más penetrativa en las cercanías de los contactos con otros tipos litológicos, aunque se puede reconocer en la mayor parte de los afloramientos. Otros elementos estructurales que contribuyen a definir la foliación en las granodioritas incluyen *schlieren* biotíticos y, ocasionalmente, pasillos de enclaves. En los com-

plejos anatéticos, la única foliación visible en el campo está definida por la orientación preferente de los cristales del mesosoma, por la disposición de la mayor parte de las venas de leucosoma y, en las cercanías del contacto con las granodioritas, por la orientación de venas granodioríticas inyectadas paralelamente al contacto (Fig. 2B). Es posible también observar venas de leucosoma y de granodiorita que cortan a la foliación principal, aunque en continuidad con las venas paralelas a la foliación. En conjunto, y en zonas con alto porcentaje de fundido, estas venas forman una red tridimensional interconectada limitando bloques de mesosoma, lo que debió permitir una migración eficaz del fundido (Fig. 2B). Los leucogranitos muestran tipos estructurales muy variados, desde facies aparentemente isotropas, hasta facies bandeadas, en donde la foliación viene definida por la orientación de restitas y por un bandeado de tamaño de grano y composicional. En el contacto entre leucogranitos y granodioritas, la foliación magmática de las granodioritas se hace más marcada, y se encuentran estructuras de tipo magma-magma, como contactos lobulados y estructuras de *back-veining*, indicativas de la coexistencia de ambos

tipos litológicos como magmas. Las dioritas presentan una foliación de desarrollo muy heterogéneo, adquirida por deformación en estado sólido, a alta temperatura, cuyo estudio detallado e interpretación excede las pretensiones de este trabajo.

Las foliaciones descritas se disponen paralelas a los contactos entre las distintas unidades, tanto a escala cartográfica (Fig. 1), como en el afloramiento (Fig. 2B). Sin embargo, en contraste con el conocimiento previo de la estructura del batolito, en la zona estudiada se observa que tanto los contactos como las foliaciones presentan localmente altos buzamientos. Más interesante aún resulta comprobar que la variación espacial en la orientación de estos elementos estructurales es sistemática, definiéndose pliegues de escala cartográfica, de longitud de onda kilométrica y con ángulos entre flancos que llegan a ser inferiores a los 80° (Fig. 1). La traza axial de estos pliegues se orienta en dirección NE-SO, aunque muestra ligeras inflexiones a lo largo de su trazado. Las superficies axiales de estos pliegues parecen sub-verticales. La orientación de las líneas de charnela se ha determinado estadísticamente, obteniéndose una dirección media NE-SO (Fig. 3). Por otra parte, las zonas de charnela de estos pliegues son redondeadas. Los pliegues menores visibles en el campo muestran orientaciones coincidentes con la descrita, y su asimetría es consistente con su localización en flanco o charnela de la estructura mayor. La orientación estadística de las charnelas es similar cuando se considera la foliación magmática de las granodioritas (Fig. 3A) y la foliación de las migmatitas (Fig. 3B). La principal diferencia se observa en la dirección de inmersión de los ejes estadísticos, que es hacia el NE para las granodioritas, y hacia el SO para las migmatitas. Esta diferencia se explica por la variable localización dentro de la estructura de los cuerpos de migmatitas y de granodioritas. Las primeras predominan en el norte de la zona, con cierres periclinales sinformales indicativos de inmersión hacia el SO, mientras que las granodioritas abundan en la parte sur y este de la zona cartografiada, con cierres periclinales indicativos de inmersión de los ejes hacia el NE. Esto muestra que los pliegues identificados presentan charnelas curvas u onduladas a gran escala (Figs. 1 y 3). El trazado irregular de las trazas axiales de los pliegues cartografiados (Fig. 1), y el cambio en la orientación de sus líneas de charnela

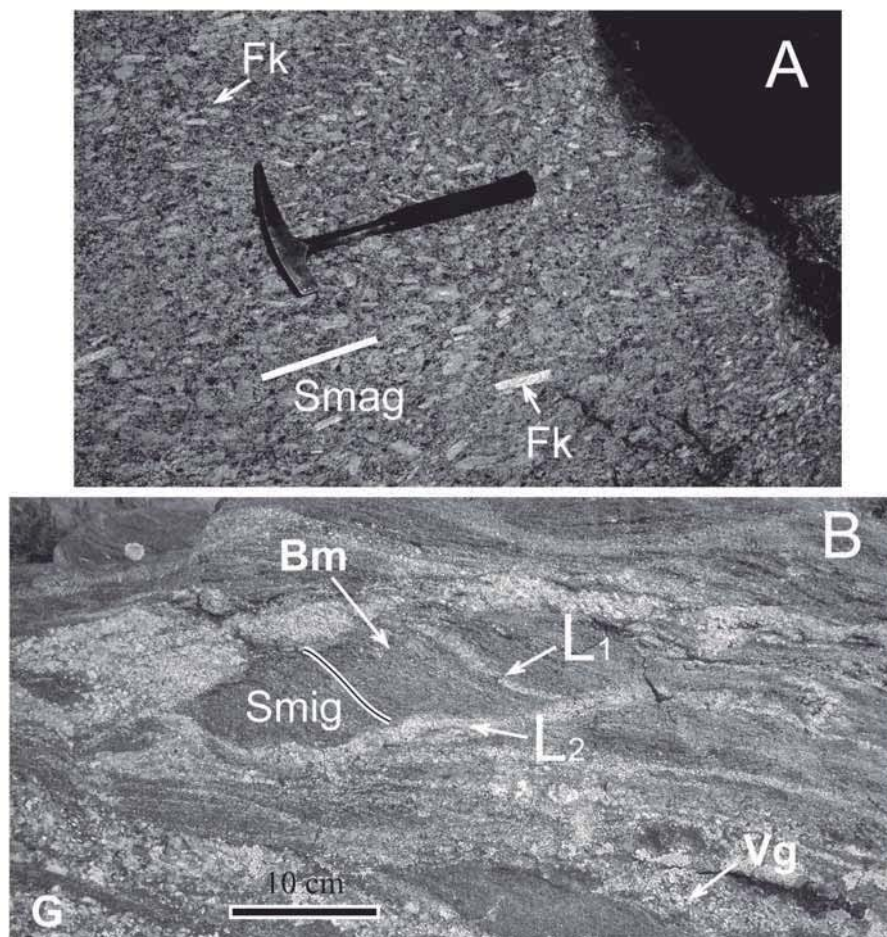


Fig. 2.- A) Aspecto de la foliación magmática (Smag) de las granodioritas, definida esencialmente por la orientación preferente de los ejes largos de los megacristales de feldespato potásico (Fk) y por *schlieren* biotíticos. **B)** Foliación en rocas migmatíticas (Smig), marcada por la orientación de dominios de filosilicatos y por la disposición de algunos de los leucosomas (L1) y de las bandas granodioríticas (Vg). Localmente, leucosomas (L2) y venas granodioríticas cortan a la foliación, aislando bloques de migmatita (Bm). **G:** granodioritas.

Fig. 2.- A) Magmatic foliation in granodiorites (Smag). This foliation is defined by the preferred orientation of the K-feldspar megacrysts (Fk), and by biotite schlieren. B) Foliation in migmatites (Smig) marked by the parallel arrangement of phyllosilicate domains, veins of leucosome (L1) and granodiorite (Vg). Locally, some granodiorite and leucosome (L2) veins cross-cut the foliation isolating migmatite blocks (Bm). G: granodiorite.

(Figs. 1 y 3) sugieren la existencia de patrones de superposición de plegamiento.

Finalmente, estas estructuras son cortadas por zonas de cizalla dúctil-frágil, subverticales, de direcciones NO-SE (movimiento lateral izquierdo) y N-S (movimiento lateral derecho).

Discusión y conclusiones

El carácter laminar de los cuerpos ígneos y migmatíticos del batolito del Sistema Central en la zona de Gredos, queda perfectamente reflejado en la cartografía presentada (Fig. 1), pudiéndose identificar hasta cinco láminas superpuestas, con un grosor que puede llegar a alcanzar los 1000 m para algunas láminas concretas. El paralelismo entre las distintas

foliaciones en las proximidades de los contactos es un elemento importante para entender el proceso de emplazamiento del batolito. Los grandes pliegues que afectan a las láminas son un rasgo estructural esencial de la zona. Dado que no se observan pruebas de deformación en estado sólido en las rocas plutónicas, se sugiere que estos pliegues se habrían generado antes de que los fundidos alcanzasen el *solidus* y por debajo del *liquidus* de los megacristales de feldespato potásico. En esta discusión se abordarán dos problemas relacionados con la interpretación de los pliegues identificados. El primero es la edad de esta deformación. El segundo se refiere a la correlación entre estas estructuras y las descritas en los metasedimentos encajantes del batolito.

En cuanto a la edad de la deformación, conviene indicar en primer lugar que, en la zona estudiada, tanto las granodioritas como las rocas básicas coexistieron como magmas e interaccionaron con los complejos migmatíticos (Moreno-Ventas, 1991). Los fundidos del leucosoma migmatítico, esencialmente leucograníticos, son en gran parte contemporáneos con los magmas granodioríticos en la zona cartografiada. El emplazamiento a gran escala de las granodioritas (Westfaliense-Stefaniense, Moreno-Ventas, 1991; Montero *et al.*, 2004) ha sido descrito como posterior a la fase D2 varisca (Viseense a Namuriense, p. ej., Escuder Viruete *et al.*, 2004). En la región de Puente del Congosto, Fernández y Castro (1999) indicaron que los pliegues de la fase D3 son cortados por los contactos del encajante con las rocas plutónicas, mayoritariamente granodioritas y rocas básicas. Por otra parte, las zonas de cizalla dúctil-frágil cartografiadas corresponden a la fase DTTH de Doblas (1991). Las etapas extensionales y transcurrentes definidas por este autor afectaron al batolito cuando se encontraba esencialmente cristalizado, de modo que deben ser posteriores a las deformaciones descritas en este trabajo. En definitiva, tanto el emplazamiento laminar del batolito, como el plegamiento de directriz NE-SO que lo afecta, deben ser posteriores a la fase D3 varisca y anteriores a la tectónica extensional y transcurrente tardi-varisca. La edad Westfaliense-Stefaniense citada para el emplazamiento de las granodioritas puede ser considerada a grandes rasgos como la edad de la deformación descrita en este trabajo.

La orientación de los pliegues descritos (levantados y de dirección NE-SO) difiere tanto de la de los pliegues variscos de la zona (D1 y D3, Díez Balda, 1986; Díez Balda *et al.*, 1995), como del trazado y características geométricas de los arqueamientos asociados a la extensión tardi-varisca (Doblas, 1991). Estructuras similares han sido descritas por Martín-Escorza (1971) en los afloramientos de rocas metamórficas de Arenas de San Pedro, cerca del área de estudio. Por tanto, puede afirmarse que estas estructuras afectan regionalmente a extensos sectores de la parte occidental del batolito del Sistema Central. La actividad de zonas de cizalla subverticales sin- a post-D3 han sido descritas en otras partes del Sistema Central y de la Zona Centrobérica en general (p. ej., Escuder Viruete *et al.*, 2004), y son atribuidas a una etapa de acortamiento de di-

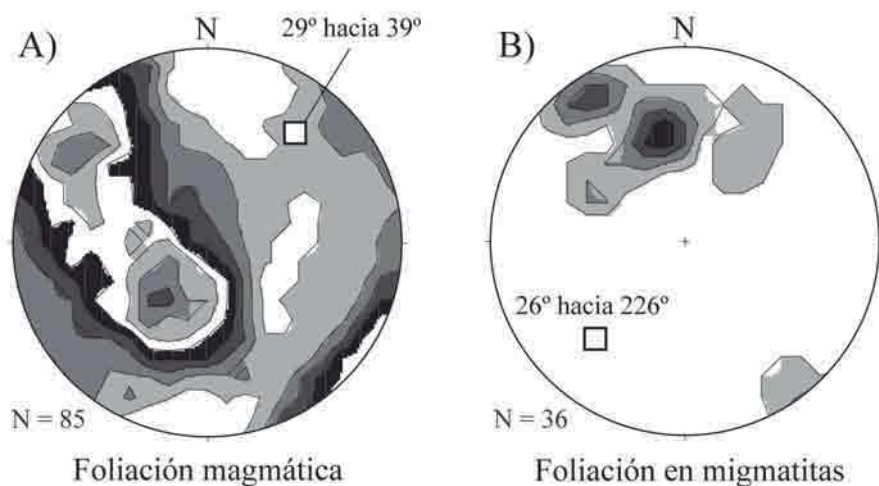


Fig. 3.- Diagramas de densidad de polos (proyección equiareal, hemisferio inferior) de los polos de la foliación magmática (A) y de la foliación en migmatitas (B). Cuadrados blancos: ejes estadísticos de los pliegues que afectan a ambas foliaciones, asumiendo ajuste cilíndrico. Método de Kamb, valores esperados bajo distribución uniforme igual a tres (A) y una (B) vez la desviación típica, intervalo de contornos igual a una (A) y dos (B) veces la desviación típica.

Fig. 3.- Density diagrams of poles of the magmatic (A) and migmatite (B) foliations. Equal-area, lower hemisphere projections. Open squares: computed statistical fold axes assuming cylindrical best-fit. Contouring after the Kamb method with expected values representing three (A) and one (B) times the standard deviation under uniform distribution. Contour intervals of one (A) and two (B) times the standard deviation.

rección general N-S. Hasta qué punto los pliegues descritos en este trabajo pueden ser el reflejo de esta tectónica tardía en zonas parcialmente fundidas e intruidas por magmas granodioríticos, es una hipótesis que debe ser explorada con más profundidad en el futuro.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CGL2004-06808-CO4-01 y

CGL2004-06808-CO4-02. Se agradece la labor editorial y de los revisores anónimos.

Referencias

- Bea, F. y Moreno-Ventas, I. (1985). *Studia Geologica Salmanticensis*, 20, 175-203.
 Bea, F., Montero, P. y Molina, J.F. (1999). *Journal of Geology*, 107, 399-419.

- Díez Balda, M.A. (1986). *El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 162 p.
 Díez Balda, M.A., Martínez Catalán, J.R. y Ayarza Arribas, P. (1995). *Journal of Structural Geology*, 17, 163-182.
 Doblas, M. (1991). *Tectonophysics*, 191, 325-334.
 Escuder Viruete, J., Díez Balda, M.A., Rubio Pascual, F.J., González Casado, J.M., Barbero, L., Martínez Poyatos, D., Villar, P. y Martínez Catalán, J.R. (2004). En: *Geología de España*. (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 87-92.
 Fernández, C. y Castro, A. (1999). En: *Understanding granites: integrating new and classical techniques*. (A. Castro, C. Fernández y J.L. Vigneresse, Eds.). Geological Society, London, 191-206.
 Martín Escorza, C. (1971). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 69, 303-327.
 Montero, P., Bea, F. y Zinder, T. (2004). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17, 157-167.
 Moreno-Ventas, I. (1991). *Petrología de los granitoides y rocas básicas de la Sierra de Gredos*. Tesis Doctoral, Univ. de Sevilla, 431 p.
 Moreno-Ventas, I., Rogers, G. y Castro, A. (1995). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 137-149.
 Villaseca, C., Eugercios, L., Snelling, N., Huertas, M.J. y Castellón, T. (1995). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 129-140.