

Fig. 3.—Detalle de la facies F 2.

**Consideraciones evolutivas**

La evolución supuesta para este margen se ha esquematizado en la figura 4 a través de cuatro etapas sucesivas. Durante la etapa A, inicial, pudieron haber existido condiciones óptimas para el desarrollo bentónico, llevando al crecimiento de promonto-

rios carbonatados suficientemente elevados sobre las áreas circundantes de la plataforma continental como para producir depósitos de pendiente acumulados en su base. Arrecifes de fango («mud mounds») alcanzaron un desarrollo importante en el margen de los carbonatos. La etapa B supuso una ralentización importante en el

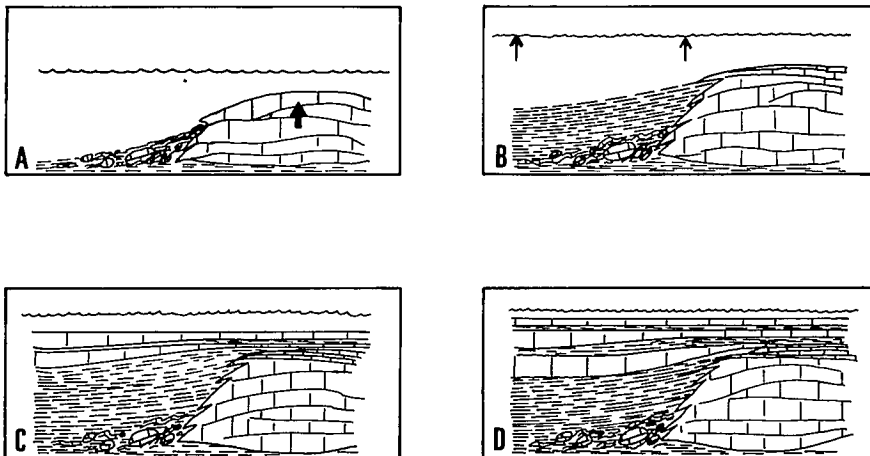


Fig. 4.—Etapas en la evolución del margen carbonatado del Pico Tiatordos.

crecimiento vertical de la plataforma carbonatada, que fue perdiendo altura respecto a las áreas adyacentes, donde la sedimentación detrítica pudo haber alcanzado velocidades relativamente altas dado el contexto sinorogénico bajo el que tuvo lugar. Esta etapa pudo realizarse por un progresivo ahogamiento o inundación de la plataforma carbonatada con elevación relativa del nivel del mar. Durante la etapa C y hasta la D, en la que se uniformizó la sedimentación en todo el área, tuvo lugar el desarrollo de una rampa carbonatada progresivamente con menor pendiente, dando lugar a las clinofomas desarrolladas en la base de la Fm. Fito. Modelos evolutivos similares han sido descritos por Read (1980, 1982) y Bosellini (1984).

**Referencias**

Bosellini, A. (1984): *Sedimentology*, 31, 1-24.  
 Julivert, M. (1971): *Amer. Jour. Sc.*, 270, 1-29.  
 Read, J. F. (1980): *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 1.575-1.612.  
 Read, J. F. (1982): *Tectonophysics*, 81, 195-212.

Recibido el 30 de septiembre de 1988  
 Aceptado el 10 de octubre de 1988

**Comentarios**

Luis Sánchez de Poveda.—¿Consideras este hecho (paso de facies calcáreas a lutíticas) como algo frecuente o más bien excepcional en la rama sur de la Unidad de Ponga?

Respuesta.—No son muy abundantes en la rama sur. Por el contrario, sí lo son en la norte y pueden representar la transición brusca con la plataforma carbonatada de la Unidad Picos de Europa.

## La utilización de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en el estudio de la deformación finita: ejemplo en la zona milonítica de Cap de Creus (Catalunya)

J. M. Parés. Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. 08028 Barcelona.

ABSTRACT

*The magnetic susceptibility anisotropy (MSA) of the Roses Granodiorite has been studied. The magnetic fabric is due to the shear zones that affect these rocks. In this sense,*

the  $k_{min}$  axes of the MSA are parallel to the foliation poles and the  $k_{max}$  axes are parallel to the direction of the mineral elongation measured in the field. The Flinn-type diagram to study the ellipsoid shape indicates oblateness of the MSA ellipsoid.

Parés, J. M. (1988): La utilización de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en el estudio de la deformación finita: ejemplo en la zona milonítica de Cap de Creus (Catalunya). *Geogaceta*, 5, 50-53.

**Key words:** Anisotropy of magnetic susceptibility, shear zone, Roses Granodiorite.

**Introducción**

La magnetización inducida (M) en una sustancia es linealmente proporcional a la intensidad del campo magnético aplicado (H), según la relación  $M=kH$ , donde k es la susceptibilidad magnética (para campos débiles, <100 Oe). La susceptibilidad k es un tensor de segundo orden que puede describirse geoméricamente como un elipse con los tres ejes principales,  $k_{máx}$ ,  $k_{int}$  y  $k_{mín}$ .

La anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) se expresa mediante los radios axiales  $P_1$ ,  $P_2$  y  $P_3$ , definidos como:

$$P_1 = k_{máx}/k_{int}, P_2 = k_{máx}/k_{mín}$$

$$y P_3 = k_{int}/k_{mín}.$$

La relación  $P_3/P_1 = E$  es la elipticidad del elipsoide de la susceptibilidad. Así, cuando  $E < 1$ , el elipsoide de la ASM es oblongo (alargado) y la lineación magnética domina sobre la foliación magnética, mientras que  $E > 1$  indica que el elipsoide es obaleado (achatado) y la foliación magnética domina sobre la lineación magnética.

Desde que Graham (1954) sugirió que la ASM podía ser utilizada como un indicador de la petrofábrica de las rocas, son numerosos los autores que han estudiado las relaciones cuantitativas y cualitativas entre la deformación y la ASM. Todos los trabajos coinciden en señalar que los ejes del elipsoide de la ASM tienen las mismas direcciones que los del elipsoide de deformación (Kligfield *et al.*, 1982; Hrouda, 1982).

Así, cuando una roca presenta una fábrica anisotropa de deformación, los ejes  $K_{mín}$  del elipsoide de la ASM son perpendiculares a la foliación tectónica, mientras que los ejes  $k_{máx}$  serán paralelos a las lineaciones de extensión de los minerales. En rocas sedimentarias no deformadas, los ejes  $k_{mín}$  son perpendiculares a la estratificación, mientras que los ejes  $k_{int}$  y  $k_{máx}$  están uniformemente dispersados, definiendo el plano de foliación magnética.

En el presente estudio se dan a conocer las características de la fábrica magnética de una banda milonítica y el grado de correlación entre la ASM y las estructuras observadas en el campo (foliación y lineaciones) con el objetivo de mostrar las particularidades de la orientación y forma del elipsoide de la deformación finita de estos materiales a partir del estudio de la ASM.

**Situación geológica**

La granodiorita de Roses, de edad hercínica, está situada al S del Cap de Creus (Girona) y constituye el afloramiento más oriental de los granitoides intrusivos de los Pirineos (Carreras y Losantos, 1982) (fig. 1a). La granodiorita está heterogéneamente afectada por una foliación gneisomilonítica desarrollada en bandas cuyo espesor varía desde el orden centimétrico hasta el hectométrico (Simpson

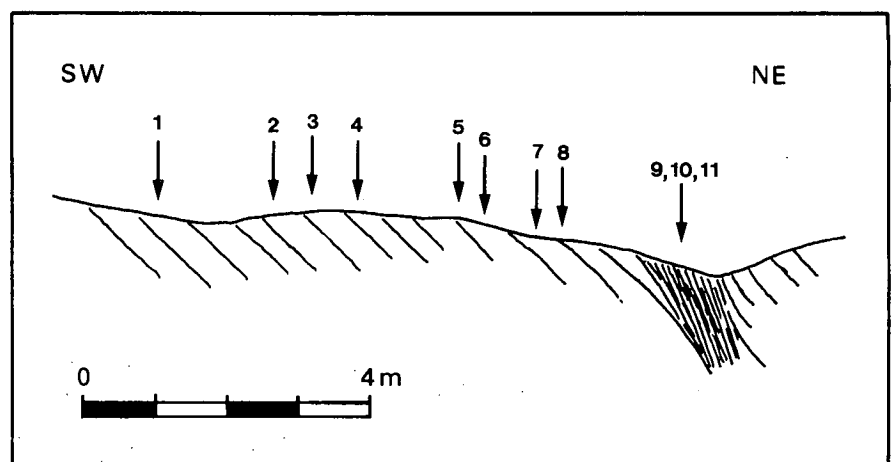
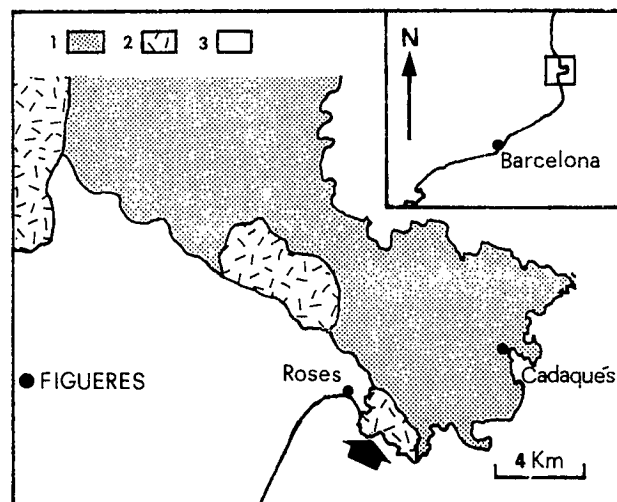


Fig. 1.—a) Situación geológica de la zona estudiada. 1: Filitas y cuarcitas cambro-ordovícicas. 2: Granodiorita intrusiva tardihercínica. 3: Materiales detríticos neógenos. b) Corte geológico de la sección muestreada con la localización de las muestras.

et al., 1982). Según estos autores, en primer lugar se desarrolló una débil foliación que posteriormente fue retomada en zonas de cizalla dúctil, anastomosadas, de espesor y de grado de deformación finita variables.

En la Cala Canyelles de Roses se recogieron muestras en la parte más interna de una banda milonítica (máxima deformación) y muestras progresivamente más alejadas de dicha zona, afectada únicamente por una débil foliación (fig. 1b).

**Resultados**

La correlación entre los ejes de mínima y máxima susceptibilidad magnética ( $k_{m\acute{a}x}$  y  $k_{m\acute{i}n}$ ) con las direcciones de estiramiento y los polos de la foliación tectónica es bastante (figura 2) alta. Así, los ejes  $k_{m\acute{i}n}$  de la ASM son aproximadamente paralelos a los polos de la foliación y ocupan el cuadrante SW. Los ejes  $k_{m\acute{a}x}$  y  $k_{int}$  son paralelos a los planos de foliación. Los ejes  $k_{m\acute{a}x}$  coinciden con la dirección de elongación de los minerales y están agrupados en los cuadrantes NNW y SSE.

Los parámetros anisotrópicos se han representado en un diagrama tipo Flinn a fin de determinar el tipo de elipsoide de deformación que presentan las milonitas (fig. 3a). Se observa que la relación  $P_3/P_1$  de una elipticidad  $E > 1$ , lo cual indica que el elipsoide es obledo. No obstante, en algunas muestras los valores de elipticidad dan  $E < 1$  y, por tanto, en ellas domina la lineación sobre la foliación si bien a nivel de testigo continúa dominando la foliación. Dichas muestras se localizan en las partes más alejadas de la banda milonítica y, por tanto, la elipticidad encontrada es congruente con las observaciones de campo, ya que fuera, en las zonas afectadas por la cizalla dúctil, la granodiorita presenta una foliación penetrativa asociada a una lineación de elongación mineral sub-horizontal (Simpson et al., 1982). Además se observa una cierta tendencia a incrementarse el carácter obledo del elipsoide de la ASM al aumentar la intensidad de la deformación, si bien esta tendencia presenta algunas irregularidades no explicables en el estado actual del estudio.

En la fig. 3b se ha representado la variación de la intensidad de la

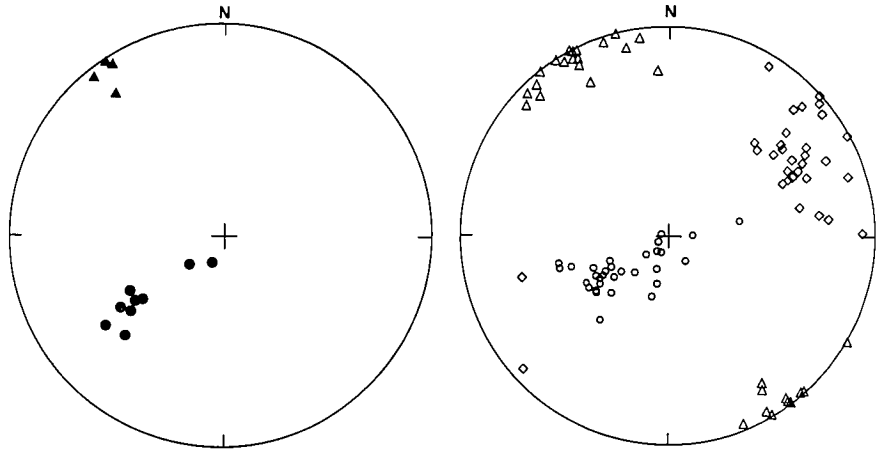


Fig. 2.—a) Elementos estructurales medidos en el campo: Círculos: Polos de la foliación. Triángulos: Lineaciones de elongación. b) Ejes de la ASM: Círculos:  $k_{m\acute{i}n}$ . Triángulos:  $k_{m\acute{a}x}$ . Cuadrados:  $k_{int}$ .

fábrica magnética mediante el parámetro  $R_a$  ( $R_a = P_1 + P_3 - 1$ ) (Rathore et al., 1983). Este parámetro refleja el grado de anisotropía de la susceptibilidad magnética a lo ancho de la sección muestreada. A medida que  $R_a$  se aleja de 1, aumenta el valor de la anisotropía. El valor más alto de la intensidad se encuentra en la zona más interna de cizalla, donde ésta alcanza mayor deformación. Al alejarse progresivamente de esta zona, las muestras presentan valores de intensidad decrecientes. Por tanto se constata que la intensidad de la fábrica magnética disminuye juntamente con el grado de deformación al alejarse de la zona de cizalla. Algunas muestras presentan diferentes valores de  $R_a$ . Este hecho refleja probablemente diferencias en la concentración de minerales magnéticos que contribuyen a la ASM.

**Conclusiones**

- Las correlaciones entre la fábrica magnética y la deformación que presentan las granodioritas del sector estudiado muestran un gran paralelismo entre los ejes elipsoidales mínimo y máximo: los ejes  $K_{m\acute{i}n}$  de la ASM son perpendiculares a la foliación y los ejes  $k_{m\acute{a}x}$  son paralelos a las lineaciones de elongación.
- Los elipsoides de la deformación finita deducidos a partir de la ASM son achatados, lo que refleja el tipo de fábrica tectónica planar dominante.
- La utilización de la ASM se perfila, pues, como un método útil para determinar cuantitativamente y cualitativamente la deformación de las rocas. Además, tiene las ventajas de ser un método rápido y sencillo.

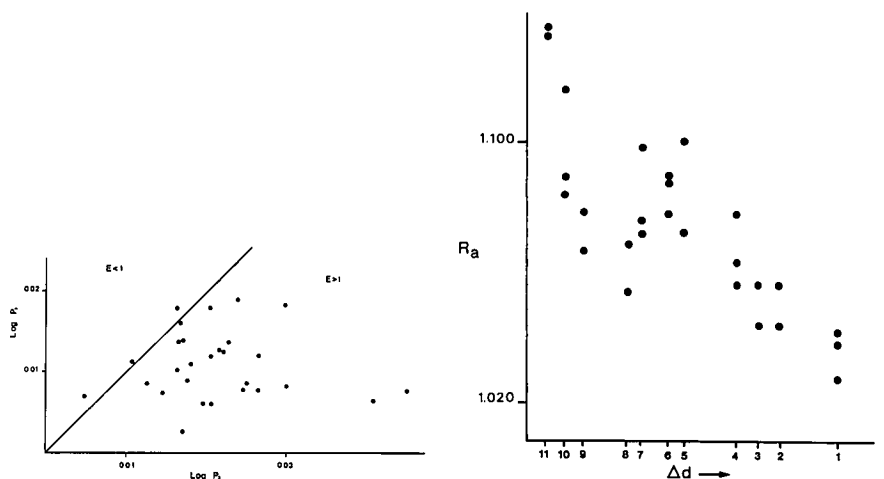


Fig. 3.—a) Diagrama tipo Flinn ( $\text{Log } P_3$  versus  $\text{Log } P_1$ ) para determinar la elipticidad. b) Variación del parámetro anisotrópico  $R_a$  ( $R_a = P_1 + P_3 - 1$ ) a lo ancho de la sección muestreada. Los números corresponden a las muestras de la fig. 1(b).

## Agradecimientos

A E. Roca y V. García por la ayuda prestada en el campo, a P. Santanach y J. M. Casas por los comentarios del manuscrito original y a J. Carreras por la información sobre el área. Trabajo subvencionado por el Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya y por la CAY-CIT. Proyecto núm. 3085/83. Las mediciones fueron realizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo del ETH de Zurich.

## Referencias

Carreras, J. y Losantos, M. (1982): *Acta Geol. Hisp.*, 17, 211-217.

Graham, J. W. (1954): *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65, 1.257-1.258.

Hroudá, F. (1982): *Geophys. Surv.*, 5, 37-82.

Kligfield, R.; Lowrie, W. y Pfiffner, O. A. (1982): *Ecol. Geol. Helv.*, 75, 127-157.

Rathore, J. S.; Corriuox, G. y Choukroune, P. (1983): *Tectonophysics*, 98, 87-109.

Simpson, C.; Carreras, J. y Losantos, M. (1982): *Acta Geol. Hisp.*, 17, 219-226.

Recibido el 30 de septiembre de 1988

Aceptado el 10 de octubre de 1988

## Comentarios

## Preguntas de A. Eraso a J. M. Parés:

*Pregunta.*—¿Qué correlación se puede realizar entre la anisotropía magnética expresada y el elipsoide (o los) de tensores responsables de las fases tectónicas y de la evolución del estado tensorial?

*Respuesta.*—Si han tenido lugar más de una fase tectónica, y con ellas la creación o reajuste de minerales magnéticos, cabría la posibilidad de separar más de un elipsoide de ASM y, por tanto, se podría atribuir a diferentes campos de esfuerzos, separados en el tiempo. Actualmente el poder identificar más de un elipsoide de susceptibilidad en una misma roca es una cuestión instrumental en la que se está trabajando.

## Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales)

V. García-Dueñas. Departamento Geodinámica, Inst. And. Geología Mediterránea. CSIC-Universidad. 18071 Granada.  
J. M. Martínez Martínez. Departamento Geodinámica, Inst. And. Geología Mediterránea. CSIC-Universidad. 18071 Granada.

## ABSTRACT

*In the Alboran Domain, the Alpujarride/Nevado-Filabride major boundary is a brittle-ductile and brittle detachment (Filabres Extensional Detachment, FED) which thinned the Nevado-Filabride complex during the Miocene. The FED and their associated low-angle normal faults in the footwall cut across the Calar Alto and Bédar-Macael nappes, decreasing complex thickness by more than 5 km. The angle between the fault zones and the mylonitic foliation of the Nevado-Filabride shear zones is  $<20^\circ$  and very often  $<10^\circ$ , the hangingwall being displaced towards N190-270E (maximum SW). The FED, folded during the Upper Miocene, is consistent with the variation of the crustal thickness between the Northern Sierra Nevada and the Mediterranean coastal region (Alboran crustal thinning).*

García-Dueñas, V. y Martínez Martínez, J. M. (1988): Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán. El Despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta*, 5, 53-55.

**Key words:** *Low-angle normal fault, extensional detachment, crustal thinning, Betics, Alboran sea.*

## Introducción

El Dominio Cortical de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1988) está esencialmente formado por la superposición polifásica paleógena de los mantos alpinos pertenecientes a los complejos Nevado-Filabride, Alpujarride y Maláguide (en orden ascendente). En el Mioceno inferior el Dominio de Alborán cabalgó a otros dos dominios corticales yuxtapuestos situados a su W, el Sudibérico y el

Magrebí. Gracias a este cabalgamiento tardío la pila de mantos del Dominio de Alborán se constituye en un elemento tectónico mayor común a Béticas y Rif, referido como Zonas internas bético-rifeñas.

Las unidades del Dominio de Alborán afloran ampliamente en Andalucía y Murcia, y con mucha menor extensión en el Rif y en las Kabalias. Asimismo, forman parte del basamento de la cuenca de Alborán, en donde la corteza continental se halla

fuertemente adelgazada (Banda y An-sorge, 1980).

Se han descubierto grandes fallas normales de bajo ángulo causantes de importantes adelgazamientos en los mantos béticos (Aldaya *et al.*, 1984; Balanyá y García-Dueñas, García-Dueñas *et al.*, 1986), pero no se ha establecido un sistema extensional a gran escala que las integre.

No obstante, algunas de las fallas de bajo ángulo indicadas están asociadas a otras que aquí se dan a