

# Deformación extensional de las unidades alóctonas superiores de la parte oriental del Complejo de Ordenes (Galicia)

## *Extensional deformation in the upper allochthonous units of the eastern part of the Ordenes Complex (Galicia)*

J. R. Martínez Catalán (\*) y R. Arenas (\*\*)

(\*) Dpto. de Geología. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca, España.

(\*\*) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid, España.

### ABSTRACT

*A penetrative extensional tectonics, which includes the existence of three important detachments, has been identified in the Sobrado area, in the eastern margin of the Ordenes Complex. It is related to the extensional collapse of an orogenic wedge built previously by crustal thickening and stacking of allochthonous terranes. The collapse could be linked to the emplacement of the terranes over their relative autochthon.*

**Key words:** *extensional tectonics, allochthonous terranes, mafic-ultramafic complexes, Galicia.*

*Geogaceta, 11 (1992), 108-111.*  
ISSN: 0213683X

### Introducción

El Complejo de Ordenes (Figura 1) consta de varias unidades apiladas. En el área que se describe, en su margen oriental, afloran tres de ellas que, de abajo arriba, se denominan U. de la Sierra del Careón, U. de Sobrado-Mellid y U. de Betanzos-Arzúa (Martínez Catalán *et al.*, 1984). La primera fue englobada en la U. Ofiolítica Epimesozonal Superior del conjunto de los complejos gallegos por Arenas *et al.* (1986). En ella se ha preservado parte de una secuencia ofiolítica: gabros y rocas ultramáficas. La U. de Sobrado-Mellid es parte de la U. Catazonal Superior (Arenas *et al.*, 1986) y está formada por gneises félsicos, eclogitas, granulitas máficas de alta presión, anfibolitas, gabros y metagabros coroníticos. Finalmente, la U. de Betanzos-Arzúa es parte de la U. Culinante con metabasitas, metasedimentos y ortogneises, que no superó las facies de las anfibolitas.

A escala del Complejo, los contactos entre unidades son despegues dúctiles o frágil-dúctiles afectados por las estructuras de replegamiento de la 3ª fase de deformación. Despegues similares existen también en el interior de las unidades. La presente contribución se centra en la descripción de tres de tales despegues, dúctiles, en parte oriental del mismo: el que separa las unidades de Betanzos-Arzúa

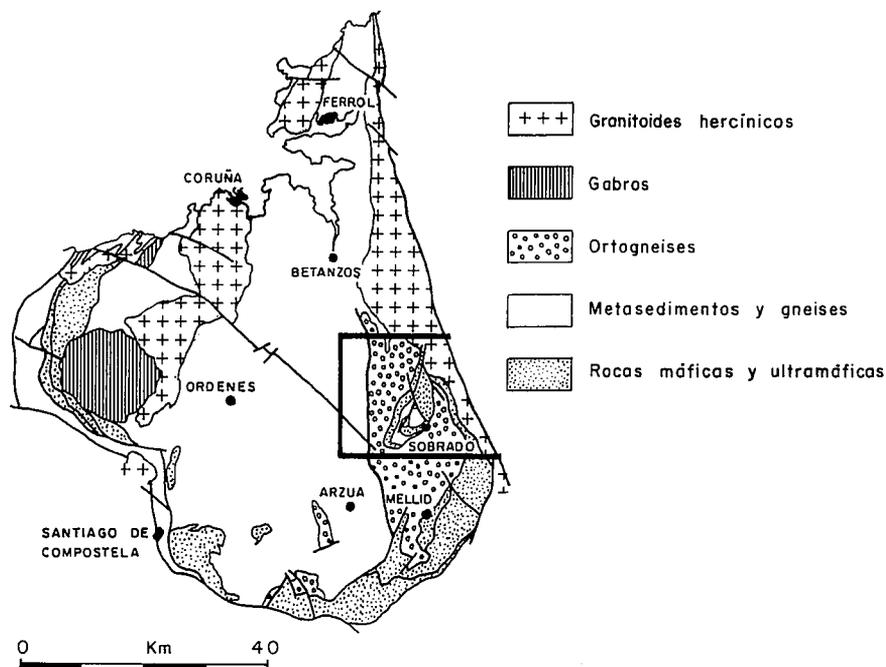


Fig. 1.—Esquema del Complejo de Ordenes y situación del área estudiada.

Fig. 1.—Sketch of the Ordenes Complex and localization of the studied area.

y Sobrado-Mellid y dos existentes dentro de esta última.

### Estructura

El Antiforme de Sobrado (Sobrado de los Monjes, La Coruña) es una es-

tructura de 3ª fase en cuyo núcleo aflora la U. catazonal de igual nombre (Figura 2). Esta unidad aparece como una ventana tectónica, rodeada por el Ortogneis de Corredoiras, un granitoide ordovícico intruido en los Esquistos de Ordenes, que incluye algunos cuerpos de gabro y que forma

parte de la U. de Betanzos-Arzúa. El contacto entre ambas unidades es una banda de 150 a 500 m. de ultramilonitas derivadas esencialmente del ortogneis. El antiforme, que tiene su flanco oriental ligeramente invertido en la parte N, y afectado por fallas inversas de gran ángulo (Figura 2, sección A-A'), es seguido hacia el E por el Sinforme del Bucelo, ocupado por el ortogneis. En el flanco oriental del mismo vuelve a aflorar la banda de ultramilonitas, en este caso en contacto con la U. de la Sierra del Carreón, si bien se identifican retazos de la U. de Sobrado entre ambas.

La U. catazonal que aflora en el antiforme, puede subdividirse en tres láminas (Figura 2, sección B-B'). La inferior consta, de abajo arriba, de rocas ultramáficas serpentinizadas con algunos cuerpos de rocas máficas intercaladas y una banda de metabasitas de unos 500 m. de espesor. Las rocas máficas incluyen eclogitas y rocas afines con clinopiroxeno y granate sin plagioclasa primaria, así como sus productos de retrogradación y milonitización (retroeclogitas, gneises anfibólicos y anfibolitas). La lámina intermedia es un paquete de unos 1.000 m. de gneises félsicos con inclusiones de granulitas máficas de alta P, en las cuales no se preservan relictos de los protolitos ígneos.

La lámina superior (Figura 2) se compone de gneises félsicos y de bandas de rocas máficas derivadas de gabros, los cuales han sido parcialmente preservados con sus texturas originales en cuerpos métricos a kilométricos (Pablo Maciá & Martínez Catalán, 1984). La transformación de los gabros muestra una secuencia progradada que empieza por su conversión en gabros coroníticos y termina con el desarrollo de granulitas máficas de alta P. A continuación se produjo una fusión parcial y se desarrolló una foliación milonítica en facies de las anfibolitas cuyos productos principales son gneises anfibólicos, anfibolitas flaser y anfibolitas de grano fino. La fusión parcial y la posterior milonitización afectaron también a las metabasitas de la lámina intermedia y a todos los gneises félsicos.

Las anfibolitas de grano fino representan un estadio muy avanzado de la milonitización de las metabasitas. Se encuentran en niveles estrechos en las rocas máficas y en una banda de 300 a 600 m. de espesor que se localiza en

la base de la lámina superior y que hacia el NE se ramifica en dos niveles (Figura 2). Esta banda se interpreta como una zona milonítica desarrollada en facies de las anfibolitas, aunque su actividad debió de prolongarse en condiciones de las facies de los esquistos verdes, como indican algunos niveles de esquistos sericíticos y cloríticos desarrollados en los gneises félsicos en sus proximidades. Por otra parte, en el contacto entre las láminas intermedia e inferior, existe un nivel de piroxenitas miloníticas de varios metros, encontrándose además abundantes fábricas miloníticas en todas las litologías de ambas láminas.

### Indicadores cinemáticos

Se han utilizado esencialmente los basados en colas y sombras de presión asimétricas en porfiroclastos, según los criterios descritos por Passchier & Simpson (1986) y Driessche & Brun (1987). En las ultramilonitas de la base del ortogneis en ambos flancos del Antiforme de Sobrado, donde la lineación mineral está orientada N-S a NE-SO y tiene una inmersión de entre 5° y 30° al S, las colas de presión en porfiroclastos del fedespato son a menudo asimétricas, de los tipos  $\sigma$  y  $\delta$ , encontrándose también porfiroclastos invertidos, con colas en espiral, y tipos complejos  $\sigma - \delta$ . El sentido de vorticidad deducido indica un movimiento de la U de Betanzos-Arzúa hacia el N o NE (Figura 2, sección B-B').

En gneises félsicos milonitizados a techo de la banda potente de anfibolitas de grano fino de la lámina superior de la U. de Sobrado, las colas de presión indican un sentido de traslación de la parte superior hacia el NE.

Las fábricas miloníticas son también frecuentes en la U. de Sobrado fuera de las grandes zonas de cizalla descritas. Son muy espectaculares, en lámina delgada, las que afectan a los gneises anfibólicos con porfiroclastos de hornblenda y granate milonitizados. Las colas de presión en las hornblendas y las sombras de presión en los granates son excelentes indicadores de vorticidad y dan sentidos de movimiento de la parte superior hacia el N-NE. Otros indicadores, como estructuras S-C tipo I (Lister & Snoke, 1984) en anfibolitas flaser, sombras de presión alrededor de boudines ri-

cos en granate o epidota y pequeñas zonas de cizalla, dan asimismo sentidos predominantemente al N-NE, todo ello dentro del Antiforme de Sobrado.

Sin embargo, en el flanco oriental del Sinforme del Bucelo, las ultramilonitas de la base del ortogneis tienen la lineación mineral orientada en dirección NNO-SSE a NO-SE y los criterios cinemáticos indican un sentido de movimiento de la parte superior hacia el SSE o SE.

Considerando conjuntamente las lineaciones miloníticas en el Antiforme de Sobrado y en el Sinforme del Bucelo, se deduce que su disposición actual resulta de su plegamiento por las estructuras mencionadas. La restitución precisa a su posición original depende de la intensidad del cizallamiento superpuesto a los pliegues, ligado a la Zona de Cizalla senestra de Palas de Rey (Iglesias Ponce de León & Choukroune, 1980). No obstante, puede deducirse aproximadamente un sentido, para el movimiento original, de la parte superior hacia el E o SE, para las milonitas.

### Discusión

Las bandas miloníticas descritas se interpretan como despegues extensionales mayores, debido a su carácter sustractivo, deducible del salto metamórfico que se aprecia a ambos lados de ellos. El despegue superior separa el ortogneis —encima— que nunca superó las facies de las anfibolitas, de la U. catazonal de Sobrado —debajo— en facies de las granulitas. El siguiente despegue, marcado por la banda de anfibolitas de grano fino, separa las láminas superior e intermedia de la U. de Sobrado. Aunque ambas alcanzaron la facies de las granulitas, el metamorfismo fue algo más intenso en la intermedia, atribuyéndose a este hecho la ausencia de cuerpos gabríticos preservados, muy abundantes en cambio en la lámina superior (Figura 2). El despegue inferior separa la lámina intermedia, granulítica, de la inferior, donde se alcanzaron condiciones capaces de desarrollar eclogitas.

Las fábricas miloníticas en facies de las anfibolitas son también abundantes en las láminas catazonales fuera de los despegues mayores. Por su similitud textural y mineralógica,

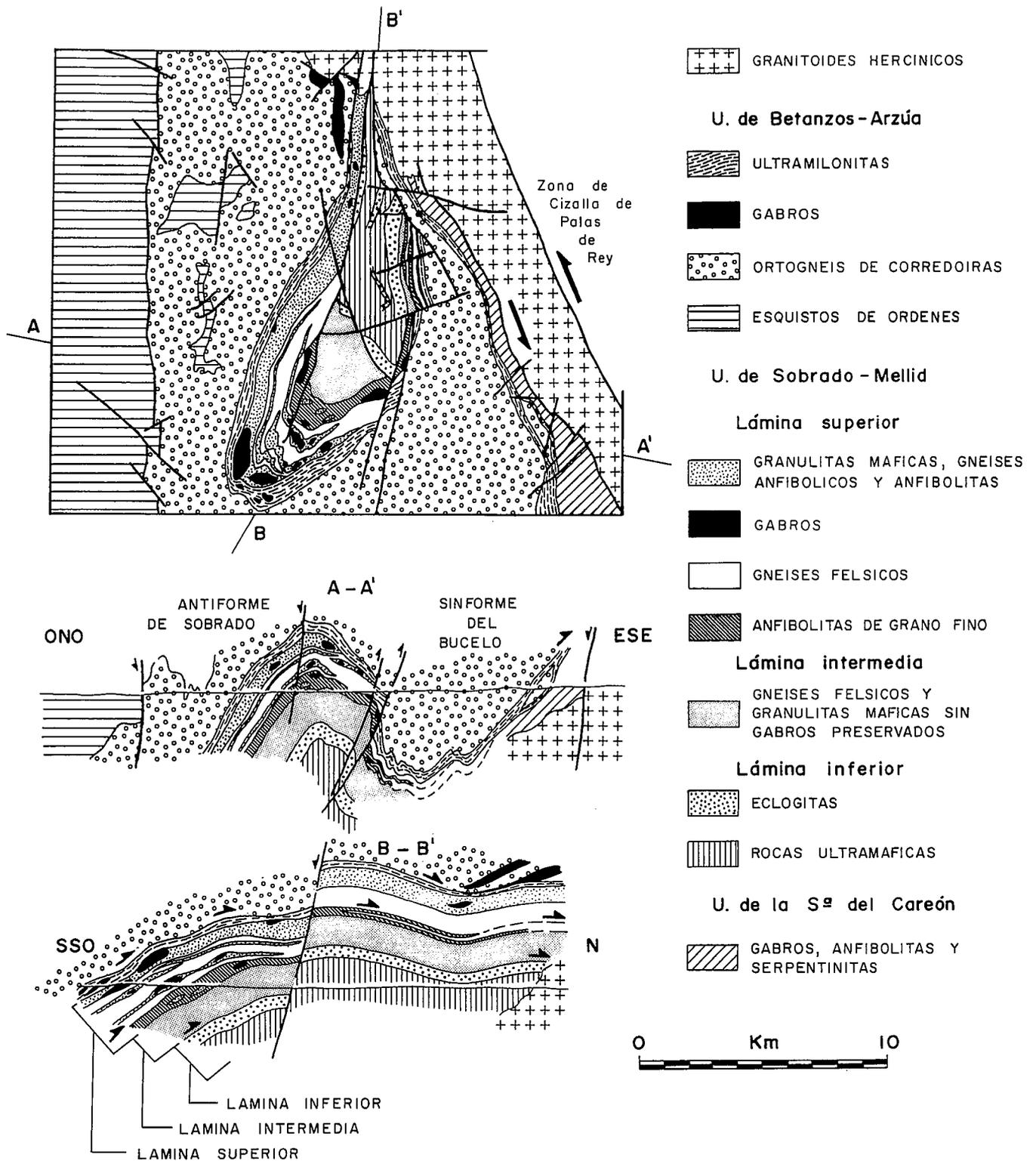


Fig. 2.—Mapa geológico y secciones transversal (A-A') y longitudinal (B-B') de la región de Sobrado de los Monjes. Los despegues propuestos se localizan en las ultramilonitas de la U. de Betanzos-Arzúa, en las anfibolitas de grano fino y en la base de los gneises félsicos y granulitas máficas sin gabros preservados.

Fig. 2.—Geological map and cross sections, transverse (A-A') and longitudinal (B-B'), of the region of Sobrado de los Monjes. The proposed detachments are located in the ultramylonites of the Betanzos-Arzúa Unit, in the fine grained amphibolites and at the base of the felsic gneisses and mafic granulites without gabbro relics.

así como en cuanto a su cinemática, con los despegues mayores, se deduce que son sus equivalentes a una escala menor. Se infiere que el conjunto de la U. de Sobrado experimentó una fuerte extensión y el consiguiente adelgazamiento y que la extensión, que afectó también a las demás unidades, se efectuó por la actuación de zonas de cizalla subhorizontales de varias escalas. Los despegues representarían, según eso, las estructuras mayores de un proceso bastante penetrativo.

Es claro que estas estructuras no representan una fase extensional post-orogénica, dado que son anteriores al replegamiento regional de 3ª fase. Se relacionan con el colapso extensional de una cuña orogénica creada previamente y con un fuerte engrosamiento cortical, a juzgar por el metamorfismo de alta P de la U. Catazonal. Es posible que el engrosamiento incluyera el apilamiento de algunos de los terrenos alóctonos. (Arenas *et al.*, 1986) y que el colapso esté ligado al emplazamiento de los terrenos sobre su autóctono relativo, el margen continental de Gondwana (Martínez Catalán, 1990). La extensión de la cuña puede haber sido contemporánea con el avance de su zona frontal y la adi-

ción de nuevo material por debajo, según el modelo de Platt (1986).

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la DGICYT por medio de los proyectos de investigación PB 88-0145-C02 y GEO 89-0372-C02. Agradecemos a F. Díaz García, de la Universidad de Oviedo, las ideas aportadas durante la revisión crítica del manuscrito en relación con la disposición original de las lineaciones miloníticas.

### Referencias

- Arenas, R.; Gil Ibarguchi, J. I.; González Lodeiro, F.; Klein, E.; Martínez Catalán, J. R.; Ortega Gironés, E.; Pablo Maciá, J. G. de, & Peinado, M. (1986): *Hercynica*, II, 2, 87-110.
- Driessche, J. Van Den, & Brun, J. P. (1987): *J. Struct. Geol.*, 9, 691-704.
- Iglesias Ponce de León, M. & Choukroune, P. (1980): *J. Struct. Geol.*, 2, 63-68.
- Lister, G. S. & Snoke, A. W. (1984): *J. Struct. Geol.*, 6, 617-638.
- Martínez Catalán, J. R.; Klein, E.; Pablo Maciá, J. G. de, & González Lodeiro, F. (1984): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 139-210.
- Martínez Catalán, J. R. (1990): *Tectonophysics*, 179, 253-272.
- Pablo Maciá, J. G. de, & Martínez Catalán, J. R. (1984): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 103-124.
- Passchier, C. W. & Simpson, C. (1986): *J. Struct. Geol.*, 8, 831-843.
- Platt, J. P. (1986): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1037-1053.

Recibido el 10 de septiembre de 1991  
Aceptado el 25 de octubre de 1991

### Cuestión planteada por D. F. J. Rubio:

¿Qué edad estimáis para la deformación responsable de los despegues?

### Respuesta de los autores:

La evidencia estructural solamente indica que son anteriores a la fase 3. No obstante, las fábricas en facies anfíbolita son similares a las de Cabo Ortegal y Tras-os-Montes, que han sido datadas como Devónico Inferior o Medio (390-380 M.a.). Por tanto, pensamos que los despegues y la deformación extensional descrita son anteriores a la fase 1 del autóctono de los complejos, cuya edad es Carbonífero inferior.

## Evolución de los caracteres dentarios en el género *Palaeomys* (Mammalia: Rodentia)

### *Evolution of dental characters in the genera Palaeomys (Mammalia: Rodentia)*

Elis J. Aldana (\*)

(\*) Institut de Paleontologia «M. Crusafont». Escola Industrial 23, E-08201 Sabadell, Barcelona.

### ABSTRACT

*Variation in morphology of Palaeomys cheek teeth has been examined in respect of age classes and geological time. When the effects of wear are taken into account, certain patterns dental variation are found to be restricted in time. The morphological and biometric changes in the fossil record should be taken as evidence of certain patterns of evolution.*

**Key words:** *Palaeomys, Castoridae, Evolution, age classes, dental characters.*

*Geogaceta*, 11 (1992), 111-114.  
ISSN: 0213683X

### Introducción

El género *Palaeomys* Kaup, 1832 fue descrito junto a los géneros *Chalicomys* y *Chelodus* para distinguir a un

grupo de especímenes recuperados en las localidades de Weisenau el primero y Eppelsheim los dos últimos, del Mioceno superior de Alemania. Hünermann (1966) consideró sinóni-

mas a estas tres formas y erróneamente las agrupó con el nombre de *Chalicomys jaegeri*, a pesar de aparecer ésta en una página posterior (p. 994) a aquella donde aparece *Palae-*