

Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español

Structural evolution of the Berzosa-Riaza extensional shear zone, Somosierra sector, Spanish Central System

P.P. Hernaiz Huerta (*), J. Escuder Viruete (*), L.R. Rodríguez Fernández (**), P. Valverde Vaquero (***) y G. Dunning (***)

(*) INYPSA. c/ Gral. Díaz Porlier, 49. 28001 Madrid, España

(**) Instituto Tecnológico Geominero de España. c/ Ríos Rosas, 23. 28803 Madrid, España

(***) Dpto. of Earth Sciences. Memorial University of Newfoundland, St. John's, A1B 3X5, Canadá

ABSTRACT

In this paper, a new structural analysis of the Somosierra sector of the Spanish Central System is presented. Two main tectonothermal events are recorded: D₁ is compressional and related to the variscan collision that produces northeast-eastward thrusting and associated folding; D₂ has an extensional character and produces, as the main feature, the development of a kilometric-scale ductile shear zone and a series of associated low grade detachments where D₁ structures are overprinted and trasposed at all scales. The final structural pattern is completed by a set of late westward facing minor D₃ structures that did not significantly modified the previous geometry.

Keywords: Extensional tectonics, Shear Zone, Central-Iberian Zone, Spain Central System, Somosierra

Geogaceta, 20 (4) (1996), 875-878

ISSN: 0213683X

Introducción

En el Sistema Central Español, aflora una parte sustancial de las zonas internas de la Cordillera Hercínica Ibérica, como consecuencia del levantamiento alpino que tuvo lugar en el Mioceno inferior. En su extremo oriental, o sector de Somosierra, la zona de cizalla de Berzosa-Riaza (ZCBR) constituye el controvertido límite entre dos dominios estructurales denominados, en la literatura sobre el área, oriental y occidental, (Fernández Casals 1976; González Lodeiro 1980; Bellido *et al.* 1981; Capote *et al.* 1982; González Casado 1986; González Lodeiro *et al.* 1988; Macaya *et al.* 1991 y Azor *et al.* 1992), (Fig. 1)

El dominio oriental está constituido por una potente secuencia siliciclástica de edad Ordovícico Inferior-Devónico inferior que se apoya de forma discordante sobre un conjunto metasedimentario y ortogneísico cuya edad es, probablemente, Precámbrico superior-Cámbrico inferior. Los ortogneises micro y macroglandulares de El Cardoso y Riaza han proporcionado recientemente edades de 480 ± 2 Ma y $468 \pm 16-8$ Ma, respectivamente (U/P en zircones, Valverde Vaquero y Dunning en Hernaiz *et al.*, en prensa). El dominio occidental, estructuralmente infrayacente, se caracteriza por un alto grado metamórfico; litológicamente está constituido por paragneises pelíticos y semipelíticos con intercalaciones de cuarcitas, mármoles y gneises calcosilicados, que son sustituidos hacia los niveles

más bajos por macizos de ortogneises glandulares y leucogneises. Ambos dominios fueron afectados por dos eventos tectonotermales principales: D₁ y D₂. El D₁ tiene un carácter compresional y está relacionado con un plegamiento vergente al E y NE acompañado de cabalgamientos dúctiles (González Lodeiro, 1980; Macaya *et al.*, 1991) y la formación de asociaciones minerales Barrowienses (M₁) (Arenas *et al.*, 1980; Casquet, 1986). El D₂ tiene carácter extensional, produciendo una zona de cizalla dúctil de gran escala (ZCBR) contemporánea con la superposición de asociaciones de baja -P/alta-T sobre las Barrowienses previas, y un conjunto de «detachments» dúctiles normales de bajo grado sobreimpuestos, que dan lugar a pequeños saltos metamórficos. La macroestructura final es el resultado del levantamiento relativo del dominio occidental respecto del oriental y de la superposición de un conjunto de estructuras tardías, D₃, que verticalizan y pliegan parcialmente la ZCBR en una serie de antiformal y sinformas de dirección NNO-SSE y longitud de onda kilométrica.

Como resultado de la reciente realización de las hojas a escala 1:50.000 de Riaza y Tamañón del Proyecto MAGNA (Hernández *et al.*, en prensa) en el presente trabajo se describen las principales meso y macroestructuras generadas durante D₂, de forma complementaria a los datos metamórficos y geocronológicos recogidos en Escuder Viruete *et al.* (este volumen) y Valverde Vaquero *et al.* (también en

este volumen), así como una breve descripción de las principales estructuras D₁ y D₃ existentes en el área de estudio.

Estructuras relacionadas con D₁

En el área estudiada la D₁ se evidencia por el desarrollo de pliegues asimétricos vergentes al E con una esquistosidad asociada de plano axial. Estos pliegues, presentan una dirección N-S a NNO-SSE y planos axiales subverticales, aunque progresivamente están más tumbados conforme se desciende de nivel estructural; el ángulo entre flancos es pequeño llegando, en algunos casos a ser pliegues isoclinales; la esquistosidad relacionada es un «slaty cleavage» bien definida en las pizarras y esquistos y una esquistosidad gruesa en los niveles cuarcíticos.

Las principales macroestructuras D₁ son el sinclinal de Majaelayo y el anticlinal de Galve de Sorbe (Fig. 1). El sinclinal de Majaelayo presenta una vergencia al E definida por un flanco oriental tendido y en continuidad con el anticlinal de Galve de Sorbe, y un flanco occidental verticalizado como consecuencia del movimiento posterior de la ZCBR; en él, la S₁ define un característico abanico divergente hacia los niveles estructurales inferiores. El anticlinal de Galve de Sorbe está constituido por una sucesión de anticlinales y sinclinales de planos axiales relativamente inclinados y claramente vergentes al E, bien definidos por la cuarcita armoricana, que forman parte del anticlinorio de Hiende-

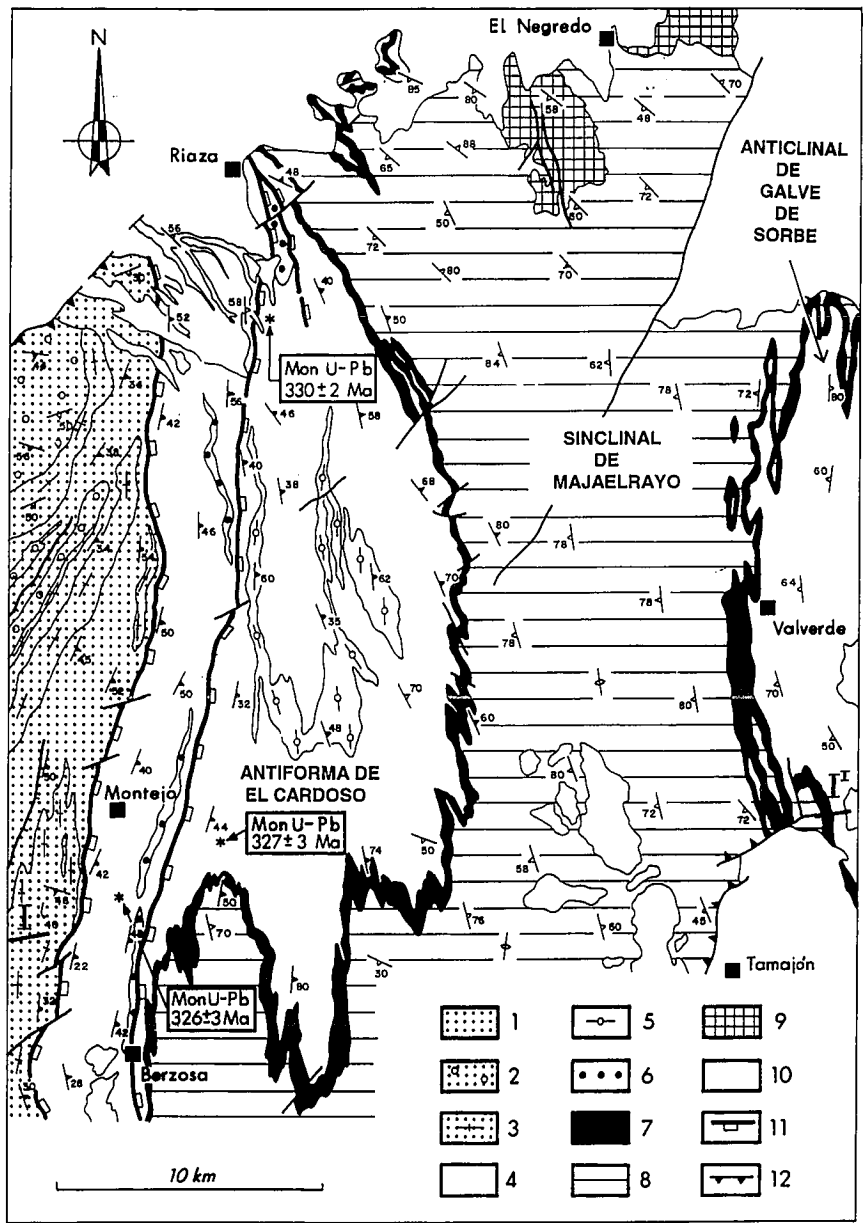


Fig. 1. Mapa geológico-estructural del ámbito de la zona de estudio. **Dominio occidental:** 1) Paragneises estromáticos migmatíticos y diatexitas; 2) Augen-gneises y leucogneises variablemente migmatizados (protolitos: granitos macrocristalinos y leucogranitos); 3) Gneises bandeado cuarzofeldespáticos, leucogneises estratificados y leucogranitos sin D₂ con granates. **Dominio Oriental:** 4) Micasquistos pre-Ordovícico medio. 5) Metavulcanitas ácidas (gneis de El Cardoso, 480 ± 2 Ma). 6) Augen-gneises (ortogneises de Berzosa y Rianza). 7) Cuarzita Armoricana (Arenig). 8) Fm. Rodada (Ordovícico medio y superior). 9) Silúrico. 10) Mesozoico y Cenozoico. 11) Detachments extensionales y 12) Cabalgamientos alpinos. U/Pb: Dataciones geocronológicas según Valverde Vaquero y Dunningi en Hernáiz *et al.*, en prensa). I-I': transversal del corte geológico de la figura 2.

Fig. 1.- Geological map of the study area: **Western domain:** (1) Stromatic migmatitic paragneisses and diatexitas; (2) Variably migmatized augen-gneisses and leucogneisses (protoliths: Megacrystic granites and leucogranites); (3) Quartzofeldspatic banded gneisses, layered leucogneisses and garnet-bearing sin D₂ leucogranites. **Eastern domain:** (4) Pre-Middle Ordovician micaschists; (5) Acid metavolcanic rocks (El Cardoso gneiss; 480 ± 2 Ma); (6) Augengneisses (Berzosa and Rianza orthogneisses); (7) Armoricana Quartzite (Arenig); (8) Rodada Fm (Middle and Upper Ordovician); (9) Silurian rocks. (10) Mesozoic and Cenozoic rocks. (11) Extensional detachments and (12) alpine thrusts. U/Pb: Geocronological dating from Valverde Vaquero and Dunning (en Hernáiz *et al.*, en prensa). I-I': Line of the geological cross section of Fig. 2.

laencina.

Estructuras relacionadas con D₂

El evento compresional D₁ fue seguido por las deformaciones, D₂ relacionadas con el colapso extensional de la corteza previamente engrosada y que se superponen y trasponen a las estructuras D₁ a todas las escalas. La principal macroestructura D₂ es la ZCBR que presenta una dirección NNO-SSE, con buzamientos medios hacia el E y una anchura media de 5 km, pudiendo llegar a superar los 10 kms. Esta estructura, originariamente de bajo ángulo, altera la configuración termal previa de carácter Barrowiense y yuxtapone el dominio oriental de rocas más frías situadas en el bloque de techo sobre el dominio occidental con metamorfismo de alto grado, que constituye el bloque de muro; su movimiento normal explica el salto de presión metamórfica definido por las asociaciones minerales sin-D₁, de ambos dominios, así como la existencia de una secuencia de isogradas Barrowiense M₁ condensada (Escuder Viruete *et al.* este volumen)

La zona de cizalla en sentido estricto.

En la ZCBR, la estructura de D₂ más característica es una «schistosity» S₂ muy penetrativa que presenta una dirección entre submeridiana a NO-SE, muy persistente, y un buzamiento al E elevado (70-85°) en los niveles estructurales superiores y más tumbado (35-60°) en los inferiores. En los metasedimentos, la S₂ es una fábrica SC de tipo milonítico o protomilonítico definida por la traza anastomosada de niveles ricos en Ms+Bt+Sil, que individualizan niveles cuarzofeldespáticos con formas sigmoidales que encieran porfiroblastos de granate, cloritoide, plagioclasa, estauroilita, distena y cuarzo. En las parafibrolitas, esta fábrica aparece definida por un bandeado composicional que alterna niveles verde oscuro ricos en anfíboles, clínopiroxenos y biotita, y niveles claros ricos en plagioclasa. En los ortogneises la S₂ está marcada por el aplastamiento de las glándulas de Ks y Pl y la orientación de la matriz micéica en la que están englobadas de forma mimética, definiendo una foliación SC milonítica.

Los planos S₂ contienen una lineación L₂ mineral y/o de estiramiento, definida por el alineamiento de micas y la elongación de agregados de cuarzo y fibrolíticos, que presentan inmersión al SE y SSE de 20 a 50°. Los indicadores cinemáticos observados a la meso y microescala, tales como la simetría de «boudines» porfiroblastos, «mica fish» y sombras de presión, junto con la oblicuidad en los planos S y C, indican un movimiento del bloque de techo hacia el SE subparalelo a L₂, en un contexto de deformación no-coaxial. La fábrica S₂ es plano axial y a su vez envuelve a pliegues de todas las escalas, que son más

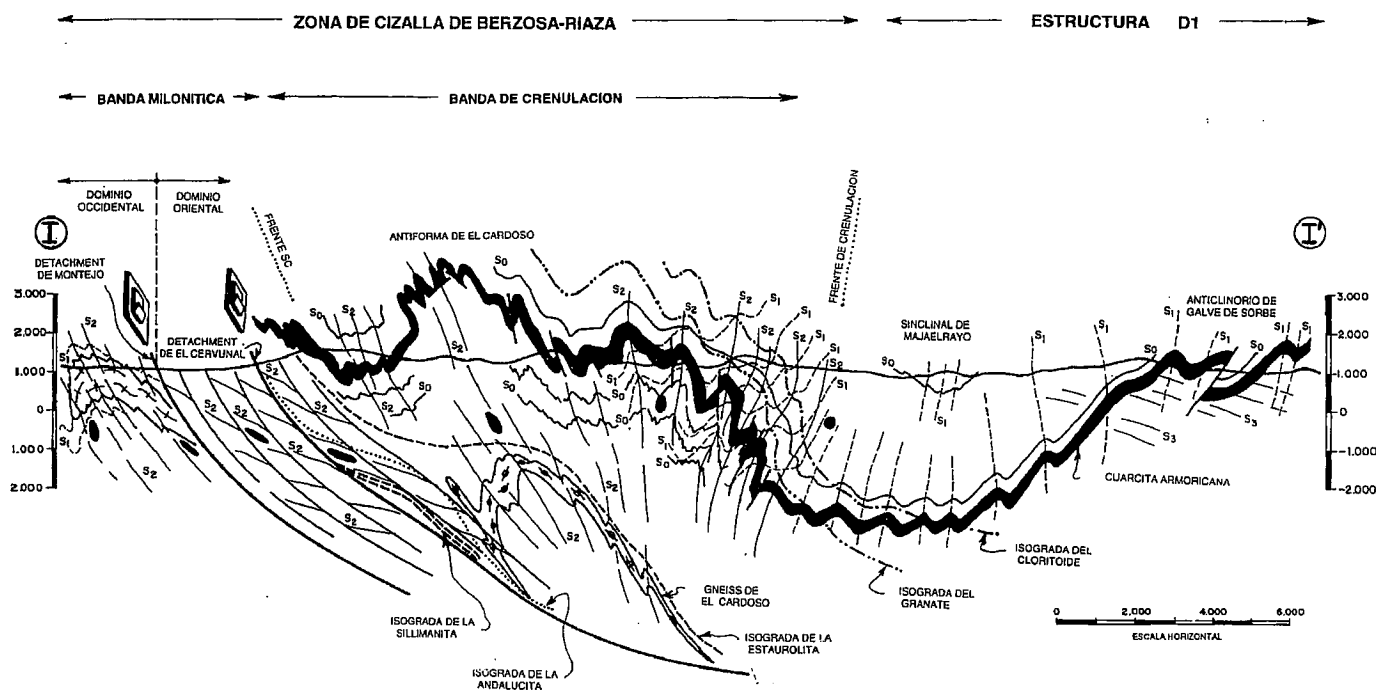


Fig. 2 Corte geológico interpretativo de la zona de estudio, según la transversal I-I' de la Fig. 1.

Fig. 2 Interpretative geological cross-section of the study area following I-I' line in Fig. 1

difíciles de observar en los niveles inferiores de la zona de cizalla (sector comprendido entre los «detachments» de Montejo y del Cervunal, figs. 1 y 2) donde los marcadores cuarcíticos son más escasos. En los niveles inferiores los pliegues de orden métrico y decamétrico de D_2 , se agrupan en alineaciones cuarcíticas subparalelas a la S_2 definiendo envolventes de trenes de pliegues que dan la sensación de una «falsa estratificación». En estos niveles los pliegues son generalmente isocinales, aunque con flancos a veces relativamente abiertos, presentando asimetrías alternantes propias de un plegamiento intrafoliar dentro de una zona de cizalla.

En toda la zona de cizalla los ejes de los pliegues de D_2 presentan mayoritariamente una inmersión de 15° a 40° hacia el SE o SSE, es decir subparalela a la lineación L_2 . Esta circunstancia se puede interpretar como producto de la fuerte rotación sufrida por estos pliegues que ha llevado a la paralelización de sus ejes según la dirección de transporte tectónico o cizallamiento (Cobbold y Quinquis 1980) o a su nucleación ya inicialmente con una dirección axial subparalela o ligeramente oblicua a la dirección de estiramiento (Malavieille, 1987; Froitzheim, 1992); este parece ser el caso de los pliegues desarrollados en niveles estructurales más altos sobre la cuarcita armoricana que, con geometría cilíndrica, tienen también direcciones axiales subparalelas a la L_m .

La estructura interna de la zona de cizalla, a escala macroscópica, presenta una geometría similar a la descrita a menor escala. Así la

antiforma del Cardoso, definida por la traza cartográfica del gneis homónimo (fig. 1), dibuja un macropliegue «en vaina» (fig. 2) en el que la esquistosidad de plano axial, S_2 , atraviesa su cierre periclinal sin modificar apenas su dirección submeridiana y buzamiento al E, característicos en toda la zona de cizalla. Esta configuración cartográfica permite interpretar a este pliegue como una macroestructura de D_2 desarrollada dentro de la zona de cizalla, simultáneamente y como consecuencia de su movimiento; además su morfología no cilíndrica permite deducir que es un macropliegue producido por el cizallamiento progresivo de la ZCBR.

La «banda de crenulación».

En la parte superior de la zona de cizalla, la S_2 pierde intensidad, pasando a ser una esquistosidad de crenulación que envuelve a microlitones de todos los tamaños. Este cambio afecta a una banda de 2 a 4 km de ancho que incluye a la cuarcita armoricana y a los términos inmediatamente infra y suprayacentes, anchura que es progresivamente mayor hacia los sectores meridionales de la zona de estudio donde la «banda de crenulación» adquiere dimensiones superiores a los 10 km (p.e. en las zonas transversales del Puerto de la Hiruela y de La Puebla de la Sierra). Inmediatamente por encima de la «banda de crenulación» se reconoce en su integridad la macroestructura de D_1 y microestructuras asociadas que caracterizan los sectores al E de la zona de estudio. El paso de la «zona de cizalla s.s.» a la «banda de crenulación» es relativamente brusco y viene determinado por la des-

aparición hacia el techo de las fábricas miloníticas SC y por el reconocimiento de la estratificación, menos traspuesta por la S_2 , tanto a escala de afloramiento como cartográfica. Desde este punto de vista se puede definir tanto en cartografía como en corte un «frente milonítico» o «frente de fábricas SC» por encima del cual la deformación es fundamentalmente coaxial, como pone de manifiesto la propia desaparición de la fábrica SC, la simetría de las sombras de presión en porfiroblastos y el carácter cilíndrico de los pliegues D_2 y por debajo del cual la deformación es característicamente no coaxial.

Los «detachments» de bajo grado.

En todo el ámbito de la zona de cizalla se reconocen planos C' sintéticos y ligeramente tardíos respecto a los planos C de la fábrica milonítica principal S_2 , que definen una esquistosidad de crenulación extensional (ECC, Platt y Vissers 1980) a cuyos planos pueden asociarse minerales indicativos de las facies de esquistos verdes. Esta fábrica ECC, sólo en parte geométricamente coincidente con la descrita por Ganzález Casado y Casquet, (1988) es más penetrativa y los procesos retrometamórficos más intensos, en las proximidades de los «detachments» de bajo grado de Montejo y del Cervunal (Fig. 1). El primero marca el límite inferior de la zona de cizalla y la separación de los dominios occidental y oriental; el segundo coincide aproximadamente con la traza de la tradicional falla de Berzosa. Estos «detachments», que representan reactivaciones tardías de las ZCBR, tienen buzamientos medios o medios-altos al E y, en detalle, trun-

can con un ángulo bajo, las fábricas metamórficas S_2 regionales y las isogradas del metamorfismo M2. En estas zonas de «detachment», la asimetría de pliegues y «boudines», de venas de cuarzo a la mesoescala y de porfiroblastos a la microescala, así como las relaciones de corte entre «shear-bands» y la foliación milonítica S_2 , establecen un sentido de movimiento normal del bloque de techo hacia el SE.

Estructuras relacionadas con la D_3 .

Se incluyen en este apartado deformaciones tardías en forma de pliegues, generalmente vergentes al oeste y una esquistosidad asociada, localmente penetrativa, que con geometrías diferentes afectan a las estructuras de D_1 en los sectores al este de la ZCBR y a las estructuras de D_2 en la propia ZCBR. La relación genética entre unos y otros es muy dudosa por lo que su descripción bajo el mismo epígrafe es meramente convencional.

La incidencia y distribución de las estructuras de D_3 tiene un fuerte control litológico afectando esencialmente a las formaciones pizarrosas incompetentes, y a las alternancias de cuarcitas y pizarras o esquistos, mientras que su desarrollo en los tramos competentes más cuarcíticos es escaso en lo que se refiere a pliegues, y prácticamente nulo respecto a la S_3 . Así, al E de la ZCBR, a la macroescala solo se observan pliegues de D_3 muy localmente. Estos son pliegues asimétricos no muy erguidos, con una clara vergencia hacia el O o SO. En estos sectores, los pliegues de D_3 son mucho más abundantes a la meso y microescala apareciendo siempre en litologías incompetentes, pizarrosas o de alternancias de pizarras y cuarcitas, donde generan una crenulación característica. En estos casos son pliegues con charnelas agudas y flancos rectos, de tipo «chevron» o «kink» generalmente asimétricos y planos axiales relativamente tumbados (20-40°), que indican vergencias hacia el O o SO. Cuando se desarrollan sobre la ZCBR, los pliegues D_3 presentan direcciones axiales muy persistentes con inmersiones de 10 a 30° hacia el SE o SSE. En este caso los pliegues son más erguidos, tienen también geometrías «chevron» o «kink», observándose en las alternancias con niveles cuarcíticos figuras de

interferencia de tipo 3 de Ramsay (1967). Pliegues de este tipo son especialmente abundantes al norte de la localidad de Bocigano donde llegan a adquirir longitudes de onda kilométricas y modifican ligeramente la estructura del flanco oriental de la antiforma de El Cardoso y la traza de la isograda de la estauroлита. La coaxialidad entre los pliegues de D_2 y D_3 en la zona de cizalla, la geometría de las figuras de interferencia y el paralelismo entre la S_2 y la S_3 permite sospechar que el mencionado replegamiento sea producto del mismo cizallamiento de D_2 y no tenga nada que ver con una fase posterior D_3 . Ejemplos del replegamiento de una fábrica milonítica durante el propio cizallamiento, con el resultado de pliegues con direcciones axiales subparalelas a la Lm, han sido citados por Fletcher y Bartley (1994) en los «Metamorphic Core Complexes» de California, proponiendo para su desarrollo una componente constrictiva local, perpendicular a la dirección de estiramiento regional.

Tanto sobre la macroestructura de D_1 , como principalmente sobre la ZCBR, las estructuras de D_3 parecen concentrarse preferentemente en bandas de dirección NO-SE a NNO-SSE. Es en estas bandas donde la S_3 es más penetrativa, correspondiendo a una esquistosidad de crenulación definida por la orientación de filosilicatos que individualizan microlitos donde se puede observar la S_1 o S_2 y la S_0 , traspuesta a las escalas meso y microscópica. Sin embargo en ninguno de los casos mencionadas la D_3 modifica sustancialmente la macroestructura heredada de las fases anteriores introduciendo solamente un ligero plegamiento, de carácter parcial que, puntualmente, puede ser algo más intenso.

Agradecimientos

El presente trabajo es un resumen de las principales conclusiones de índole estructural establecidas durante la elaboración de la cartografía y memoria de las hojas MAGNA de Riaza y Tamajon. Se agradece a los Drs. D. Ricardo Arenas, D. F. Glez. Lodeiro y D. J.M. Gonzalez Casado su desinteresada colaboración en distintas fases de la misma.

Referencias

Arenas, R., Casquet, C., F. Peinado, M. (1980): Cuad. lab. Xeol. Laxe, 1, 117-146
 Azor, A., González Lodeiro, F., Hacar Rodríguez, M., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R. y Pérez Estaun, A. (1992). Paleo. Inf. Ibero-Amer. Univ. Extremadura, 469-483.
 Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fuster, J.M., Navidad, M., Peinado, M., Villaseca, C. (1981): Cuad. Geo. Ibérica, 7, 1-15
 Capote, R., Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. (1982): R.Acad. Ci. Ex. Fís. y Na., 76-2
 Casquet, C. (1986): Jour. Met. Geol, 4, 117-130
 Cobbold, P.R. y Queinquis, H. (1980): Jour. Struct. Geol, 2, 119-126
 Escuder Viruete, J.; Hernáiz Huerta, P.P.; Valverde Vaquero, P. y Rodríguez Fernández, L.R. y Doring, G. (Este volumen)
 Fernández Casals, J.M. (1976). Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid: 1-305
 Fletcher, J.M. y Bartley J.M. (1994): Jour. Struc. Geol., 16, 555-574.
 Froitzheim, N. (1992): Geology, 20, 923-926
 González Casado, J.M. (1986): Tesis Doctoral Univ. Compl. Madrid
 Gonzalez Casado, J.M. y Casquet, C. (1988): Geogaceta, 4
 González Lodeiro, F. (1980). Tesis Doctoral Univ. Salamanca: 1-334
 González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R., Macaya, J. y Alvarez, F. (1988): Geogaceta 4, pp, 11-14
 Hernaiz Huerta, P.P.; López Olmedo, F.; Cabra Gil, P.; Solé Pont, J.; Escuder, J.; Valverde Vaquero, P.; Doring, G. Bea, F. y Gálvez C. (en prensa). Mapas y memorias explicativas de las hojas a escala de 1:50.000 nº 432 (Riaza) y nº 459 (Tamajón), 2ª serie (MAGNA). ITGE.
 Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R. & Alvarez, F. (1991). Tectonophysics, 191: 291-309
 Malavieille, J. (1987). Tectonics, 6, 423-448
 Platt, J.R. y Vissers, R.L.M. (1980). Jour. Struct. Geol., 2: 397-410
 Ramsay, J.G. (1967). Mac. Graw Hill, 1-568
 Valverde Vaquero, P.; Doring, G.; Escuder Viruete, J.; Hernáiz Huerta, P.P. y Rodríguez Fernández, L. R. (Este volumen)