

El abanico imbricado de Valverde del Camino (parte meridional de la Zona Sudportuguesa, Huelva)

The imbricate fan of Valverde del Camino (southern part of the South Portuguese Zone, Huelva)

E. M^a Mantero ⁽¹⁾, F. M. Alonso-Chaves ⁽¹⁾ y A. Azor ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva. Campus de "El Carmen", 21007 Huelva

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva, 18002 Granada

ABSTRACT

The South Portuguese Zone is a foreland affected by a thin-skinned tectonics characterized by SSW-vergent thrust-and-folds developed in Carboniferous times as a consequence of the Variscan collision. In the Valverde del Camino area, detailed mapping and structural analysis show the existence of a fault-propagation antiform related to an imbricate fan with SSW sense of movement. The thrusts of this imbricate fan merge at depth with a detachment located in the middle crust. The total displacement produced by the imbricate fan is very scarce, most of the shortening being probably accommodated by folding and cleavage development.

Key words: Thrust system, imbricate fan, inclined folds, South Portuguese Zone

Geogaceta, 34 (2003), 175-178

ISSN:0213683X

Introducción

En la banda más meridional del Orógeno Varisco en la Península Ibérica, denominada Zona Sudportuguesa (ZSP, Fig. 1A), se desarrolla durante el Carbonífero un cinturón de pliegues y cabalgamientos con vergencia hacia el sur en relación con una tectónica de tipo "thin-skinned" (Silva *et al.*, 1990, Quesada, 1991). La ZSP está integrada por tres unidades tecto-estratigráficas (Fig. 1B) que aparecen implicadas en el proceso de deformación, siendo los límites entre ellas discordancias angulares. Dichas unidades son, en orden ascendente, de acuerdo con Schermerhorn (1971): (i) filitas y cuarcitas pertenecientes al denominado Grupo P-Q de edad Devónico superior, (ii) rocas volcánicas ácidas, intermedias y básicas, agrupadas en el denominado Complejo Volcano-sedimentario (CVS) de edad Carbonífero inferior (cf. Mitjavila *et al.*, 1997), y (iii) niveles alternantes de pizarras y grauvacas de facies Culm de edad Viseense medio-superior (Ramírez Copeiro del Villar *et al.*, 1982).

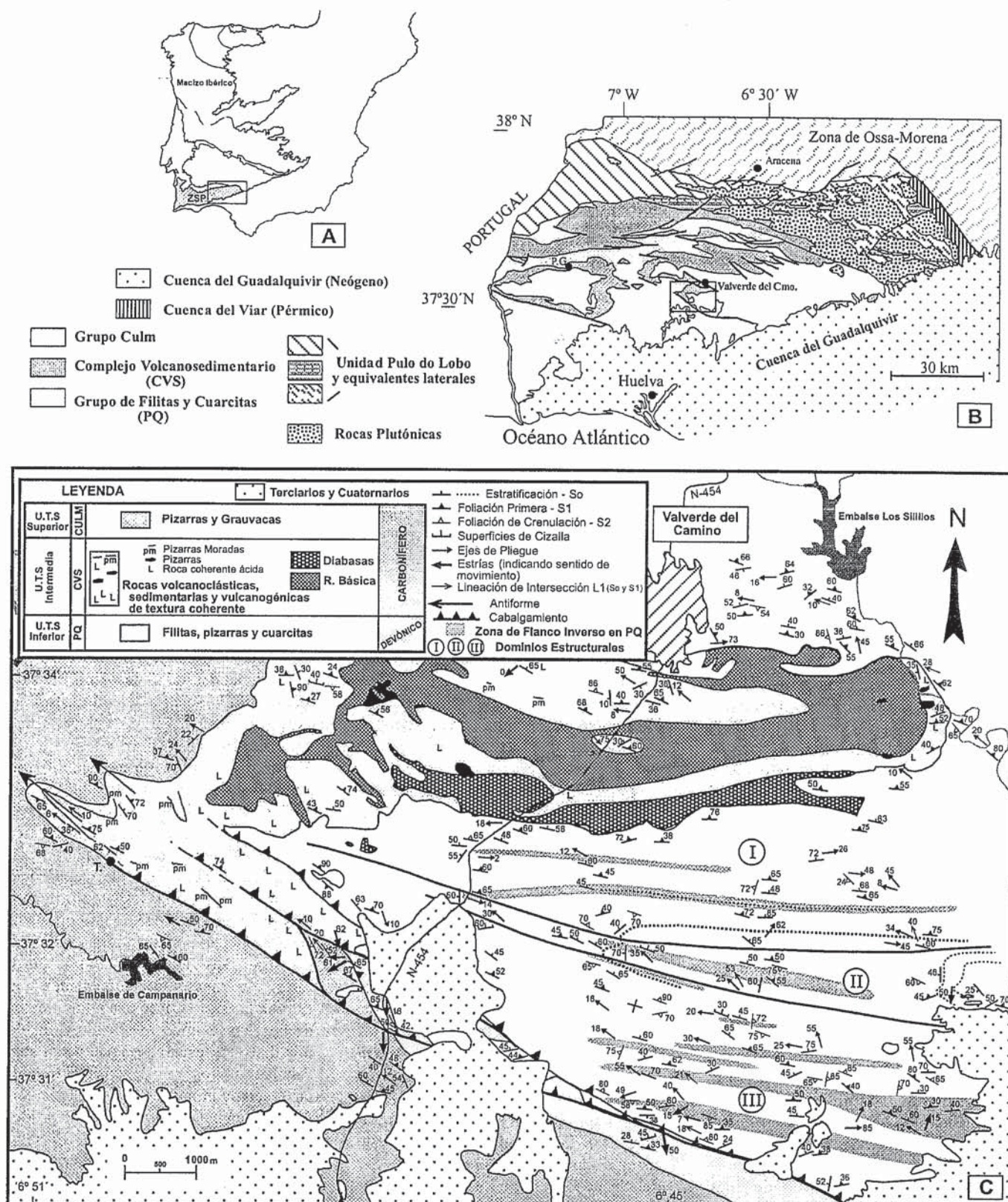
El objetivo de este trabajo es describir las estructuras más significativas deducidas a partir de la cartografía geológica realizada al sur de Valverde del Camino (Huelva) y analizar diversos datos es-

tructurales en relación con el acortamiento del Orógeno Varisco en la citada región.

El abanico imbricado de Valverde del Camino

Los cabalgamientos de la Zona Sudportuguesa que afloran en superficie están enraizados hacia el norte, conectando en profundidad con un despegue generalizado situado a nivel de la corteza media (Simancas *et al.*, en prensa). En el sector de Valverde del Camino aflora el cabalgamiento más meridional de los que se reconocen cartográficamente en la ZSP; además de ese cabalgamiento, se reconocen varios más situados a techo del primero, los cuales definen un abanico imbricado. La traza del cabalgamiento principal del sistema se dispone N110°E, y tiene un buzamiento aproximado de 35°-40° al NNE (Fig. 1C). Los cabalgamientos de este sistema superponen las rocas del CVS y del Grupo P-Q sobre los sedimentos siliciclásticos del Culm. El cabalgamiento estructuralmente más alto superpone los sedimentos devónicos sobre las rocas volcánicas del CVS. Las estrías en la mayoría de los cabalgamientos suelen estar próximas a su dirección de máxima pendiente, siendo su sentido de

movimiento hacia el S o SSO. También aparecen en relación con los cabalgamientos bandas de espesor métrico de rocas de falla de carácter frágil, formadas por harinas de falla, brechas y redes de venas de cuarzo frecuentemente fracturadas. Se reconocen asimismo pliegues de arrastre que afectan a la foliación principal (S₁) y a la estratificación definiendo estructuras sigmoidales asimétricas generadas en relación con la traslación del bloque de techo hacia el sur. En las zonas estructuralmente más profundas del cabalgamiento principal se observan estructuras S-C dúctil-frágiles cortadas por fallas frágiles. En el cuadrante suroccidental del área estudiada (fig. 1C), los cabalgamientos definen un abanico imbricado formado por distintas escamas del CVS. Estos cabalgamientos convergen hacia el SE en el cabalgamiento principal. Es precisamente en esta región donde se produce el mayor desplazamiento. El salto vertical de dicho cabalgamiento puede estimarse en al menos 1000 m, ya que éste es el espesor del CVS en la lámina cabalgante al sur de Valverde del Camino. Obsérvese en la Figura 1B como el cabalgamiento basal al sureste de la zona estudiada superpone las filitas y cuarcitas devónicas directamente sobre las pizarras y grauvacas de facies Culm,



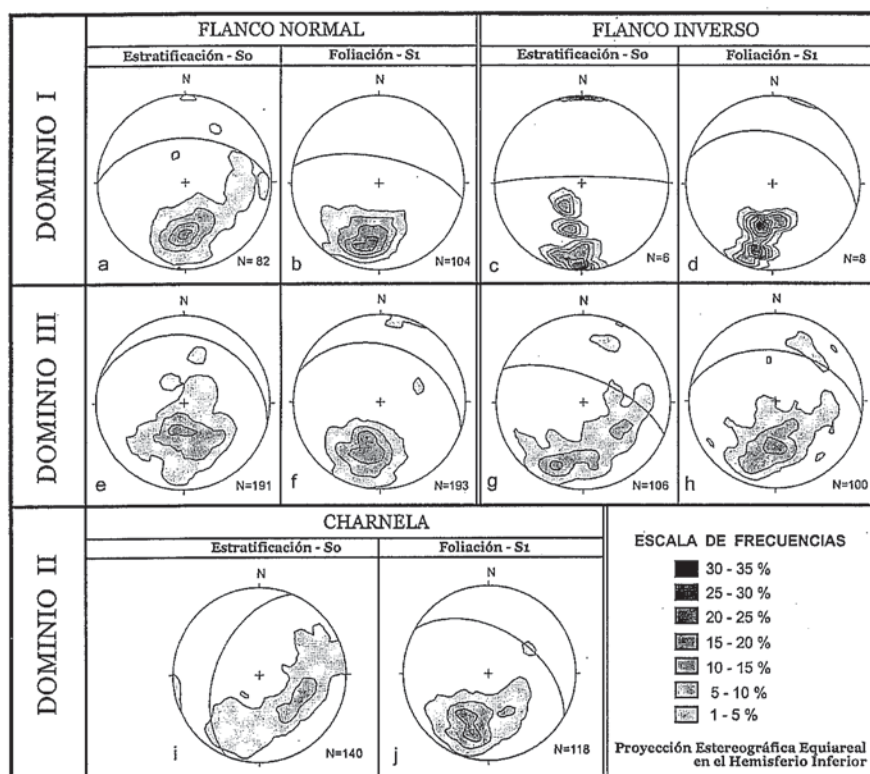


Fig. 2.- Diagramas de densidad de los polos de la estratificación (S_0) y la foliación de primera fase (S_1), medidos en zonas de flanco normal e inverso para los tres dominios estructurales diferenciados. Los círculos mayores representan la orientación del plano correspondiente al máximo.

Fig. 2.- Density diagrams of poles to stratification (S_0) and poles to first phase foliation (S_1), measured in areas of normal or inverse limbs in the three structural domains differentiated. Great circles represent the plane corresponding to the maximum.

faltando todo el CVS. Al norte del Embalse de Campanario, la traslación del cabalgamiento es mínima (en la figura 1C se indica su punto de terminación), acomodándose el acortamiento con pliegues de propagación en el bloque de techo. La traza axial de estos pliegues es paralela a la dirección de los cabalgamientos. El cizallamiento de las capas en las proximidades de los cabalgamientos produce flancos inversos locales. En el bloque de techo del cabalgamiento basal se invierten las secuencias superiores, entre otros los niveles de pizarras moradas del CVS.

Geometría interna de las láminas cabalgantes

El análisis geométrico y cinemático detallado de numerosas estructuras a diversas escalas ha sido la base del método de trabajo que hemos utilizado para investigar la estructura interna de las láminas cabalgantes. En la Figura 1C se muestran algunos de los datos estructurales tomados en campo. Obsérvese que, independientemente de las li-

tologías y unidades tectosedimentarias, la estratificación se dispone sistemáticamente con buzamientos hacia el norte. Se reconocen dos foliaciones: la de primera fase (S_1) buza hacia el norte, mientras que la de segunda fase (S_2) es una crenulación que está generalmente bastante verticalizada o tiene fuertes buzamientos hacia el sur. También se han identificado dos generaciones de pliegues: los ejes de los pliegues de primera fase tienen frecuentemente una inmersión hacia el ONO; los pliegues de segunda generación afectan a las superficies de estratificación y a la propia S_1 . Los pliegues de primera fase son volcados con vergencia sur y los pliegues de segunda fase son rectos.

La mayoría de los datos estructurales recogidos corresponden a los niveles de cuarcitas y filitas. En estas rocas se han analizado las relaciones entre S_1 y la estratificación. Dicha foliación es muy penetrativa en las filitas y se refracta en los niveles detríticos más competentes. Hemos determinado las relaciones entre S_0 y S_1 en más de 150 puntos, a la vez que hemos comparado

estos datos con los criterios de polaridad estratigráfica que se observan preferentemente en las cuarcitas (lamina-ciones cruzadas asimétricas, secuencias de Bouma, marcas diversas en el muro de los estratos). En la zona estudiada, la estratificación buza hacia el norte en los flancos de los pliegues de primera fase, mientras que en sus zonas de charnela buza hacia el oeste. La S_1 tiene una dirección bastante constante (N100°E), y generalmente es paralela al plano axial de los pliegues volcados, si bien, en algunas zonas se ha constatado que transecta a los dos flancos. Alonso-Chaves *et al.* (1998) han descrito la existencia de trenes de pliegues volcados, cuyas superficies envolventes suelen tener un buzamiento bajo hacia el norte en los flancos normales de las estructuras cartográficas regionales. La estructura interna de la unidad tectosedimentaria inferior queda definida por la representación cartográfica de las zonas de flanco normal e inverso de primera fase (fig. 1C), los cuales pueden presentar a escala de afloramiento una cierta inestabilidad axial. Las bandas que representan a los flancos inversos de los pliegues volcados tienen una continuidad cartográfica, que en algunos casos supera los 5 km. También se deduce una cierta inestabilidad axial de los pliegues a la escala cartográfica, ya que algunas zonas identificadas claramente como flancos inversos no se continúan lateralmente. La potencia horizontal de los flancos inversos es bastante menor que la potencia equivalente en los flancos normales. Incluso puede apreciarse una cierta tendencia a la disminución progresiva de la potencia de algunas bandas de flancos inversos desde el este hacia el oeste (Fig. 1C).

En la unidad tectosedimentaria inferior hemos definido tres dominios con características estructurales propias; cada uno de ellos se dispone aproximadamente este - oeste (fig. 1C). El Dominio I es el más septentrional; la estratificación se dispone N90°E y con buzamientos próximos a los 45° hacia el norte en los flancos normales; en los flancos inversos (véanse las dos únicas bandas que tienen continuidad cartográfica en este dominio) la estratificación buza fuertemente hacia el norte (85°) (Fig. 2); la envolvente de los pliegues menores buza suavemente hacia el norte. El Dominio II, situado al sur del anterior, se caracteriza por la orientación N25°E de la estratificación

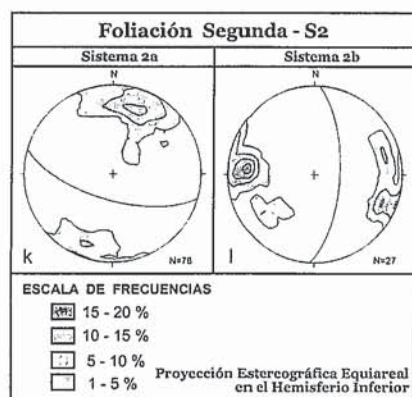


Fig. 3.- Diagramas de densidad de polos de las dos familias de foliación de crenulación presentes en la zona. Los círculos mayores indican la orientación del plano que corresponde al máximo.

Fig. 3.- Pole density plots for the two sets of crenulation cleavage recognized in the area studied. Great circles indicate the plane corresponding to the maximum.

y buzamientos hacia el oeste de 50° (fig 2); la envolvente de los pliegues menores está inclinada 30° al oeste; como puede observarse en la Figura 1C, en la zona central de este dominio hay un flanco inverso de cierta continuidad longitudinal; este dominio reduce su anchura cartográfica hacia el oeste. El Dominio III se caracteriza por una mayor abundancia de los flancos inversos; el ángulo interflanco en los pliegues volcados es menor en este dominio, la dirección media de los flancos normales es $N105^\circ E$ y los buzamientos son de 25° hacia el norte, en los flancos inversos la estratificación se dispone $N110^\circ E/65^\circ N$ (Fig. 2); la superficie envolvente de los pliegues buza hacia el sur.

La dirección de la S_1 es constante ($N110^\circ$ - $120^\circ E$) en los tres dominios estructurales, si bien su buzamiento varía progresivamente desde el norte hacia el sur. Así, en el Dominio I, el buzamiento varía entre 65 y 40° ; en el Dominio II, coincidiendo con la zona de charnela, la S_1 buza 45° - 50° hacia el norte; en el Dominio III, la S_1 buza 35° - 40° hacia el norte.

Las estructuras asociadas a la segunda fase de plegamiento son menos penetrativas que las anteriores y se concentran en bandas paralelas a los dominios ya comentados. A veces, la S_2 llega a enmascarar a la S_1 . La S_2 tiene dos orientaciones diferentes como se muestra en la figura 3. Por una parte, la orientación media para una familia de foliaciones de segunda fase, denominada S_{2a} , es $N105^\circ E$ buzando $65^\circ S$; y para la otra familia, denominada S_{2b} , la orientación media es $N005^\circ E$ y buzamientos elevados hacia el este, aproximadamente 65° .

Conclusiones

La cartografía geológica realizada al sur de Valverde del Camino muestra la existencia de un pliegue de propagación antiformal, con una geometría angular, en relación con la rampa frontal de un abanico imbricado con vergencia S - SO. En profundidad el cabalgamiento principal del sistema pasa a rellano conectando con un despegue situado en la corteza media. La superposición que produce el abanico imbricado, de acuerdo con la estimación del salto vertical, el buzamiento de los cabalgamientos y los datos cartográficos no es muy elevada, especialmente en el área de estudio. Se explica así la terminación periclinal de los afloramientos devónicos hacia el oeste, y la amortiguación lateral de esta estructura. En el interior del abanico imbricado se observan pliegues volcados vergentes al sur, con una foliación de plano axial (S_1). Estos pliegues se generaron en relación con el acortamiento y la propagación de los cabalgamientos. En las proximidades del cabalgamiento principal la foliación S_1 disminuye su buzamiento haciéndose paralela a la superficie de cizalla, mientras que en el interior de la lámina cabalgante la S_1 se dispone fuertemente inclinada hacia el norte. También se observan pliegues angulares menores de segunda fase (a veces rectos) y retrovergentes en los que se desarrolla una foliación S_2 , especialmente penetrativa en las bandas donde se con-

centra el acortamiento asociado a los pliegues de propagación. De acuerdo con el esquema tectónico general, el resultado final del acortamiento es un conjunto de unidades alóctonas escasamente desplazadas y buzantes hacia las zonas internas del orógeno.

Agradecimientos

La investigación ha sido posible gracias a una beca de la Consejería de Educación y Ciencia de la Junta de Andalucía (Programa de Formación de Personal Docente e Investigador, BOJA núm. 140 de 5 de Diciembre de 2000) y con las ayudas del Plan Propio de Investigación de la Universidad de Huelva. Grupo de la Junta de Andalucía RNM-316.

Referencias

- Alonso-Chaves, F.M., García-Navarro, E. y Camacho, M. (1999): *Geogaceta*, 25, 11-14.
- Mitjavila, J., Martí, J., y Soriano, C. (1997): *Jour. Petrol.* 38, 727-755.
- Quesada, C. (1991): *Tectonophysics*, 185, 225-245.
- Ramírez Copeiro del Villar, J. Navarro Vázquez, D., Nodal Ramos, R., Mansilla, H., Castroviejo, R. y Mena Romero, F. (1982): Mapa Geológico de España E:1/50.000, Hoja 960 (Valverde del Camino) y memoria explicativa, IGME, Madrid, 77 pp.
- Schermhorn, J. L. G. (1971): *Bol. Geol. Min.* 82, 239-268.
- Silva, J. B., Oliveira, J. T. y Ribeiro, A. (1990): In: Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, 348-363.
- Simancas, J. F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G. R., Pascual, E., Sáez, R. & Expósito, I. (2003): *Tectonics* (en prensa).
- Soriano, C. & Casas, J.M. (2002): *Geol. Rundschau*. 91, 882-896.