

# El cabalgamiento de Valdesotos: consecuencias de la acomodación del acortamiento cenozoico en el zócalo del Sistema Central

A. Olaiz<sup>1</sup>, G. de Vicente<sup>1</sup>, R. Vegas<sup>1</sup>, J.M. González Casado<sup>2</sup>, A. Muñoz Martín<sup>1</sup> y J. Álvarez<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. ajolaizc@geo.ucm.es

<sup>2</sup> Dpto. de Geología y Geoquímica, Univ. Autónoma de Madrid, 28049 Madrid.

## ABSTRACT

*We describe and study structural evidences concerning to Alpine tectonics at NE sector of the Spanish Central System (SCS). In Valdesotos area, the Hercynian basement is uplifted over Mesozoic sediments, throughout a main SW verging thrust. Fault population analysis and geological mapping has been used to look at the relation between structures in the basement and in the cover. As a consequence of accommodation of strains in the basement, kink folds are developed, such as secondary thrust and folds in the tegument. All these meso- and macrostructures seem to answer to a shortening in agreement with the Cenozoic deformation.*

**Key words:** Spanish Central System, kink folds, Alpine tectonic.

## INTRODUCCIÓN

El Sistema Central Español presenta una estructura general en *pop-up* que configura una cadena intraplaca de *piel gruesa* de doble vergencia, en la que el basamento aparece claramente implicado en la deformación. Muestra dos sectores con distintos estilos tectónicos, cuyo límite coincide con una serie de fallas transversales de direcciones entre N30E y N-S (Fig. 1). El sector occidental corresponde a las sierras de Gredos y de La Paramera, con cabalgamientos mayoritariamente E-O muy segmentados, mientras que el sector oriental, relacionado con los relieves de Guadarrama-Somosierra, muestra cabalgamientos NE-SO que, hacia el límite con el sector occidental tienen una dirección NNE-SSO.

El basamento hercínico es de carácter granítico con escasos isleos metamórficos en el sector occidental de Gredos y en el SO del sector oriental, mientras que el resto de la zona E es de naturaleza metamórfica con algunas intrusiones graníticas. Cuando el basamento es homogéneo, las estructuras de deformación desarrolladas son, fundamentalmente de tipo *pop up* anchos y *pop down* estrechos (De Vicente y González Casado, 1991). Sobre materiales metamórficos aparecen como más habituales los sistemas de cabalgamientos imbricados y acompañando estas estructuras compresivas aparecen numerosos desgarres que, suelen actuar como rampas oblicuas y laterales. Su traza suele coincidir con contactos hercínicos mayores o con zonas de esquistosidad subvertical, como en el sinclinal hercínico de Majaerayo. Las direcciones principales son N-S a N30E, sinestrosos y N100E a N130E, dextrosos.

La cinemática de las estructuras frágiles, en un amplio rango de escalas, responde a unos esfuerzos compresivos

N140-170E (De Vicente *et al.*, 1996). En la zona centro-oriental, con cabalgamientos NO-SE, aparecen sectores cuyo movimiento más importante parece haber finalizado en el Mioceno inferior (Segovia, St<sup>a</sup> M<sup>a</sup> la Real de Nieva, Honrubia, Sepúlveda, Sierra de la Pela), lo que les asemejaría más a la Cordillera Ibérica y al antepaís pirenaico. Todas las estructuras mencionadas denotan su edad terciaria ya que afectan al tegumento mesozoico. No obstante, la cuantía de la contracción cenozoica parece haber sido suficiente como para deformar también al basamento varisco no granítico mediante pliegues de gran radio y mesoestructuras más penetrativas (*kinks*). Los estudios realizados sobre este tipo de deformaciones en el Sistema Central atribuyeron una edad finihercínica a las mismas (D4, D5, Capote, 1985...). En este trabajo se van a describir las mesoestructuras desarrolladas y los esfuerzos asociados, tanto en el tegumento como en el zócalo del Cabalgamiento de Valdesotos (Fig. 2), para poner de manifiesto la estrecha relación entre las deformaciones cenozoicas en el bloque de techo de esta estructura y otras observadas a nivel regional dentro del basamento varisco.

## DESCRIPCIÓN MACROESTRUCTURAL DEL SECTOR ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL

La zona de Tortuero-Valdesotos, resulta especialmente ilustrativa respecto al estilo de deformación alpino y su acomodación en el basamento. La Falla del borde S no llega a aflorar, deduciéndose un pliegue de propagación de falla, a partir de la cartografía del flanco delantero del tegumento (Mesozoico y tramo inferior del Paleógeno), de orientación N60E en el área de El Pontón de la Oliva-Valdepeñas de la

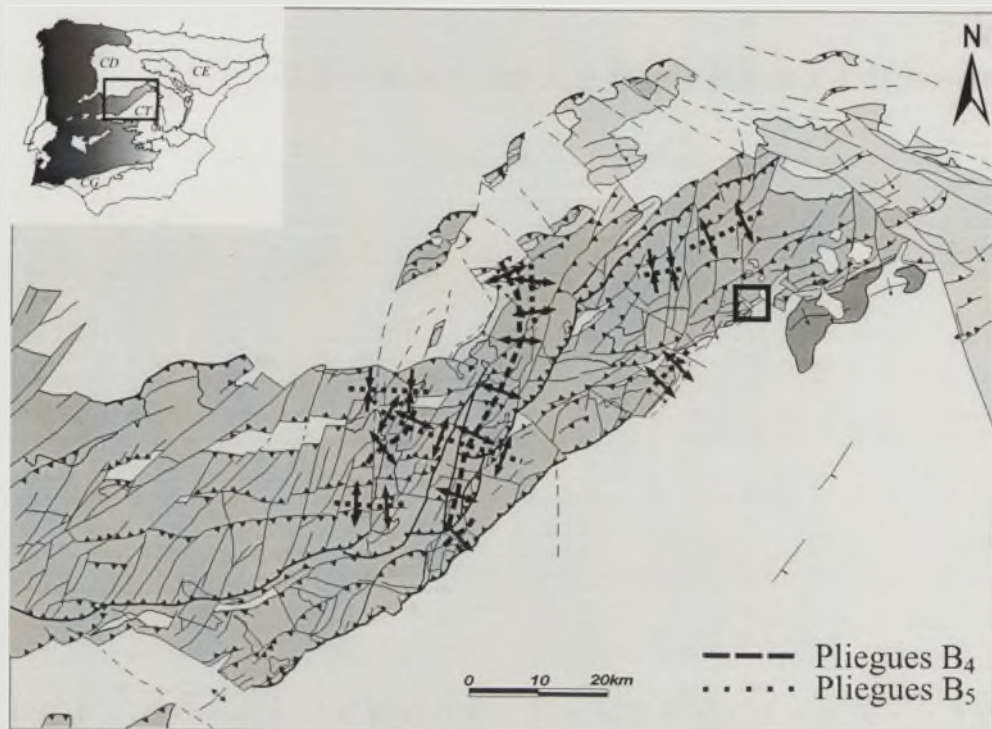


FIGURA 1. Esquema estructural del Sistema Central, con las fallas principales, los ejes de los pliegues principales de fase 4 y 5 (modificado de Capote 1985) y zona de estudio.

Sierra (Pérez González *et al.*, 1990). Esta estructura del borde S aparece cortada por dos retrocabalgamientos con polaridad N, al E el de Tortuero con dirección E-O y el del Arroyo de San Vicente al O, con dirección N40E. La traza de este último cambia progresivamente a N-S, constituyendo en realidad la terminación meridional de la Falla del Puerto de Somosierra. Desde esta geometría cabe deducir un transporte tectónico hacia los N150E. Al N de Tortuero, sin embargo, aparecen una serie de cabalgamientos de polaridad N que terminan en la falla del N de Somosierra. La longitud de onda de estas estructuras disminuye de N a S. La Falla del Atazar, que aparece inmediatamente al N del de Tortuero llega a duplicar la terminación periclinal de la anti-forma hercínica de El Cardoso (Pérez González *et al.*, 1990), lo que permite estimar su salto inverso en 1750 m (Fernández Casals, 1976). La evidente relación entre la topografía y la geometría de este sistema de retrocabalgamientos, hace posible su cartografía, incluso cuando su traza se sitúa entre dos basamentos homogéneos y poco competentes como los de la Formación Rodada, en el que, por otra parte, es donde mejor se aprecia la acomodación de la deformación alpina en el basamento. En los casos de los cabalgamientos imbricados de Sepúlveda y Tamajón, la esquistosidad subhorizontal actúa de un modo muy similar al tegumento, plegándose a partir de un nivel de despegue inferior. Sin embargo, aquí la esquistosidad hercínica aparece subvertical, lo que facilita el movimiento de cizalla sinestroso asociado a esta zona, pero no el desarrollo de pliegues alpinos a favor de ella. En este caso sólo se apre-

cian reorientaciones muy marcadas y pliegues métricos de tipo *kink* con la misma polaridad en las proximidades de los cabalgamientos.



FIGURA 2. Mapa geológico de la zona de Valdesotos. 1) Basamento Paleozoico, 2) Pérmico, 3) Triásico inferior-Cretácico medio (Buntsandstein-Utrillas), 4) Dolomías y margas, Cretácico sup., 5) Calizas dolomíticas, Cretácico sup. y 6) Raña, Plioceno.

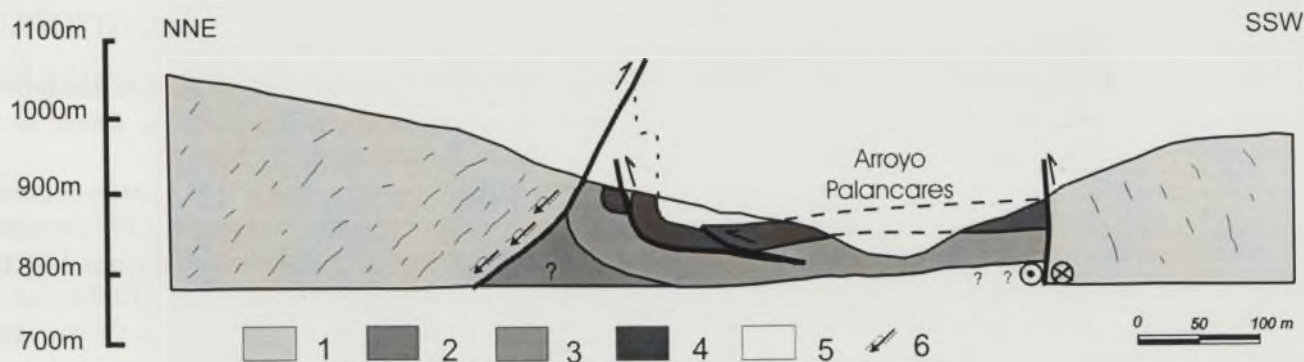


FIGURA 3. Corte geológico del Cabalgamiento de Valdesotos. 1) Basamento, 2) Pérmico, 3) Triásico inf.-Cretácico medio (Buntsandstein-Utrillas), 4) Cretácico sup.: calizas, 5) Cretácico sup.: margas y 6) ejes de pliegue tipo kink.

## EL CABALGAMIENTO DE VALDESOTOS

La alineación característica del borde S del Sistema Central (NE-SO) queda rota entre las salidas a la cuenca de los ríos Jarama y Sorbe, donde se aprecian pliegues en el tegumento que varían entre N-S (Beleña de Sorbe, Tamajón), NO-SE (Valdesotos) y E-O (Tortuero). De entre estos, el más ortogonal (de directriz Ibérica) al borde Sur es el de Valdesotos (Fig. 3). Es aquí también donde las condiciones de afloramiento del bloque de techo (Paleozoico) son mejores. Se ha realizado, por tanto, un estudio de las estructuras de deformación que afectan, tanto al tegumento mesozoico, como al basamento paleozoico.

En el Arroyo de Palancares, aparece un afloramiento de materiales mesozoicos, rodeado por paleozoicos (formación Rodada) que se sitúan en cotas más altas a ambos lados del

valle de Valdesotos. Aparece una forma subtabular, que dibuja un suave sinclinal, cortada al NE y SO por dos fallas NO-SE que, en corte (Fig. 3) tienen geometrías muy distintas. Así, al SO presenta un marcado carácter rectilíneo con alto buzamiento y no se aprecia deformación por arrastre en el mesozoico. Al contrario, la NE aparece muy segmentada por fallas N30E, localmente buza 40° al NE y la serie mesozoica llega a invertirse en el bloque de muro de este cabalgamiento. La prolongación noroccidental de este sistema de fallas cubija también una serie continental de edad pérmica (Sopeña, 1979). Hacia el E el cabalgamiento NE termina contra una de las fallas N30E que aparece como dextrorsa y que limita también otro cabalgamiento E-O pero de polaridad opuesta (hacia el N) que duplica la serie mesozoica. Estos cabalgamientos E-O aparecen también hacia el O (Cabalgamiento de Tortuero).

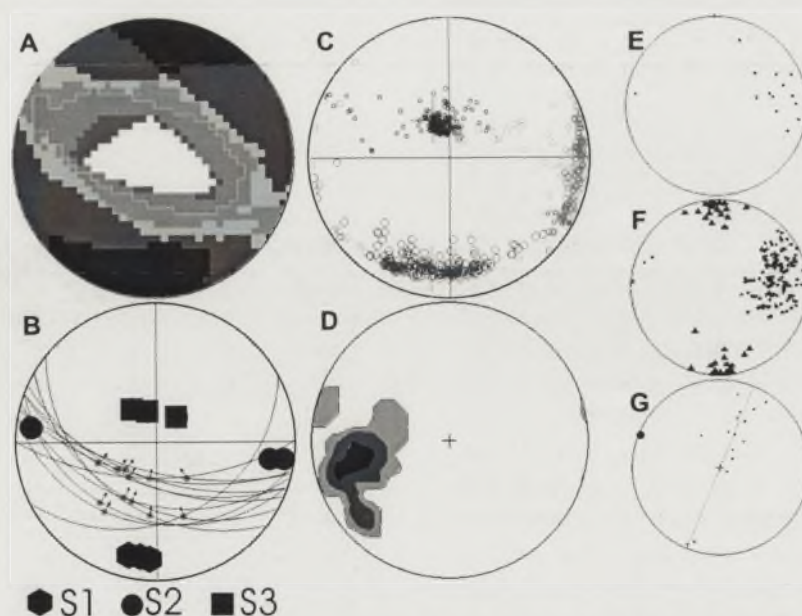


FIGURA 4. a) Soluciones obtenidas en el Cab. de Valdesotos aplicando el método de los Diedros Rectos. b) Tensor de esfuerzos calculado con el método de Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992). c) Muestreo con reemplazamiento de las soluciones mediante Inversión de Esfuerzos. d) Densidad de los ejes de los pliegues kink en el basamento. e) Medidas de orientación de pliegues (modificado de Fernández Casals, 1976). f) Puntos: ejes y lineaciones de crenulación; Triángulos: polos de planos axiales (modificado de Gil Toja et al., 1985). g) Orientaciones de los ejes de los pliegues tipo kink en el basamento en el techo de dicho cabalgamiento y orientación del eje del sinclinal.

Estos sistemas de fallas, NO-SE, E-O y NE-SO se aprecian claramente en el zócalo, donde también aparecen pliegues muy angulares, tipo *kink*, sobre todo en las proximidades de los cabalgamientos.

Para estudiar la dinámica asociada a la formación de este conjunto de estructuras, se han analizado fallas con estrías en el muro del cabalgamiento del borde NE, las orientaciones de los ejes de los *kinks* en la formación Rodada en el techo de dicho cabalgamiento y la orientación precisa del eje del sinclinal (Fig. 4g). La población de fallas muestra una solución de muy buena calidad (analizada mediante diedros rectos (De Vicente *et al.*, 1992) e inversión de esfuerzos (Reches, 1992), que indica una compresión N14E con  $R=0.53$  (compresión triaxial; figuras 4a y 4b). Estas condiciones de deformación suponen una constricción importante que se pone de manifiesto en el muestreo aleatorio de las soluciones (Fig. 4c) donde aparece una cierta continuidad entre  $s_1$  y  $s_2$ . El eje calculado para el sinclinal (89/113; figura 4g) es congruente con la macroestructura. Por último, los ejes de los *kinks* (Fig. 4d) aparecen subparalelos al  $s_2$  calculado para las fallas, con lo que el conjunto de las estructuras mencionadas, tanto en el zócalo como en el tegumento, parecen responder a la misma dinámica.

#### DISCUSIÓN SOBRE LA EDAD DE LAS DEFORMACIONES D4 Y D5

Este tipo de estructuras son muy habituales en este sector del Sistema Central, cuando la continuidad con estructuras cenozoicas no es evidente, puede aún indagarse su relación con la topografía, que como mencionábamos es la clave para cartografiar las macroestructuras alpinas en el Sistema Central. Sin embargo, en estudios regionales sólo cabe contrastar las estructuras atendiendo a su orientación y estilo. A este respecto, tanto las mesoestructuras, fundamentalmente de tipo *kink* (Gil Toja, 1985; Fernández Casals, 1976; González Casado, 1987) (Figs. 4e y 4f), como las macroestructuras (Fig. 1) asociadas con anterioridad al ciclo hercínico, parecen corresponder a un acortamiento N-S a NO-SE que es el que predomina en las contracciones cenozoicas. En concreto, en la zona de cizalla sinestrosa que estructura los cabalgamientos de Tortuero-Valdesotos, el acortamiento asociado es N-S. La solución más sencilla es pues suponer una edad cenozoica para el conjunto de deformaciones descritas, tanto en el zócalo como en el tegumento.

#### REFERENCIAS

- Capote, R. (1985): Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica. *Revista de la Academia de Ciencias*, 79 (4): 511-522.
- De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1991): Deformación alpina en el Sistema Central español. En: *Las deformaciones alpinas en el Sistema Central español* (G. De Vicente y J.M. González Casado, Eds.). III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España, Guadalajara.
- De Vicente, G., Muñoz, A. y Giner, J. (1992): El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del análisis poblacional de Fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4): 7-19.
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz Martín, A., González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, 266 (1-4): 405-424.
- Fernández Casals, M.J. (1976): *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 305 p.
- Gil Toja, A., Jimenez Ontiveros, P. y Seara Valero, J.R. (1985): Cuarta fase de deformación Hercínica en la zona centroiberica del macizo Hesperico. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 9: 91-103.
- González Casado, J.M. (1987): Las últimas fases de deformación hercínicas en la región de Buitrago-Honrubia (Sistema Central Español). *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, 5 (5): 125-134.
- Pérez González, A., Portero, J.M., Aznar, J.M. y González Lodeiro, F. (1990): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 485 (Valdepeñas de la Sierra)*. ITGE, Madrid.
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B9): 12481-12493.
- Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la Provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía*, 5: 329 p.