

Geometría de cabalgamientos asociados a flancos normales de pliegues (N de Biescas, Zona Surpirenaica)

Geometry of thrusting related to normal limbs of chevron folds (North of Biescas, South Pyrenean Zone)

L. Rodríguez ⁽¹⁾ y J. Cuevas ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao. lidia.rodriguez@ehu.es, julia.cuevas@ehu.es.

ABSTRACT

Paleogene rocks crop out in the South Pyrenean Zone as a flysch sequence of calcarenites and mudstones showing asymmetric south-verging chevron folds, with associated axial plane foliation. Thrust faults are generated at the long limbs of the chevron folds. They have duplex type geometry and, in particular, geometric features similar to those that characterize flexural slip duplexes. These show planar or gently curved roof and floor thrusts and the absence of ramp anticlines. The hanging-wall shows southwards sense of movement, which is in agreement with the vergence of other structures in the work area. Because pinnate joints related to thrusts planes cut clearly the axial plane foliation, thrusts are generated later than angular folds.

Key words: Thrusts, chevron folds, South Pyrenean Zone

Geogaceta, 44 (2008), 55-58
ISSN: 0213683X

Introducción y contexto geológico

Este estudio se ha realizado en el sector central de los Pirineos (Fig. 1), en el Valle de Tena, al norte de Biescas (hoja nº 177 del mapa geológico nacional a escala 1:50.000). Los Pirineos son una cadena de dirección aproximada este-oeste, de forma rectilínea, constituida por pliegues y cabalgamientos imbricados que tienen doble vergencia. Esta cadena tiene un acortamiento moderado si se compara con otros orógenos del cinturón alpino circundante.

En el sector central de los Pirineos se han reconocido clásicamente (Mattauer y Séguret, 1971) tres grandes conjuntos, que de sur a norte son: la Zona Surpirenaica, la Zona Axial y la Zona Norpirenaica, limitados respectivamente por las cuencas de antepaís, la Cuenca de Aquitania al norte y la Cuenca del Ebro en el sector meridional (Fig.1). Este trabajo se ha realizado en la Zona Surpirenaica, concretamente en la parte norte de la Cuenca de Jaca, que se encuentra bordeada en la actualidad por las elevaciones topográficas de la Zona Axial y se caracteriza por presentar láminas de cabalgamientos imbricados y pliegues asociados con vergencia hacia el sur, producidos durante la orogenia alpina (Séguret,

1972). Los materiales estudiados son secuencias de tipo flysch, con edades que varían entre el Paleoceno y el Eoceno y, cuya base está formada por rocas de edad Cretácico Superior que se encuentran sobre una secuencia carbonatada del Devónico, que pertenece a la Zona Axial. La estructura del borde septentrional de la Cuenca de Jaca es compleja (ver Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1992). La sucesión estratigráfica se encuentra detallada en Souquet (1967). Conviene destacar que, en la transversal del Valle de Tena, no existe un despegue entre zócalo y coverbera debido a la inexistencia de Trías.

Características generales del corte geológico

Este análisis de la geometría de cabalgamientos se ha efectuado en materiales del Paleógeno que afloran en una alternancia de calcarenitas y margas en secuencias de tipo flysch, bastante regulares. Estas secuencias se encuentran deformadas por pliegues angulares asimétricos, vergentes al sur. En general, los pliegues tienen un flanco largo poco buzante o subhorizontal y, un flanco corto con buzamientos elevados que varían entre 60 y 90°, o se en-

cuentran invertidos, con un ángulo entre flancos que oscila entre 40 y 70°. Los ejes tienen poca inmersión, con una orientación media alrededor de 10°/070. La longitud de onda media es de unos 800 m., por lo que en los afloramientos habitualmente se observan pliegues de orden menor.

En el área estudiada se desarrolla una foliación muy penetrativa, asociada al plano axial de los pliegues angulares, con una orientación media este-oeste y un buzamiento de unos 50° hacia el norte. Para una descripción más detallada del corte geológico, se remite a los lectores al trabajo de Rodríguez y Cuevas, en este volumen.

El acortamiento medio para este sector de la Cuenca de Jaca estimado por Teixell y García-Sansegundo (1995) a partir de cortes compensados, es del 30 %. Trabajos más recientes realizados en la región, que utilizan técnicas paleomagnéticas (Oliva y Pueyo, 2007), estiman que las técnicas de restauración clásicas sobreestiman el acortamiento real, ya que no tienen en cuenta los procesos rotacionales.

Geometría de los cabalgamientos

Los ejemplos más sobresalientes de cabalgamientos en el corte se encuen-

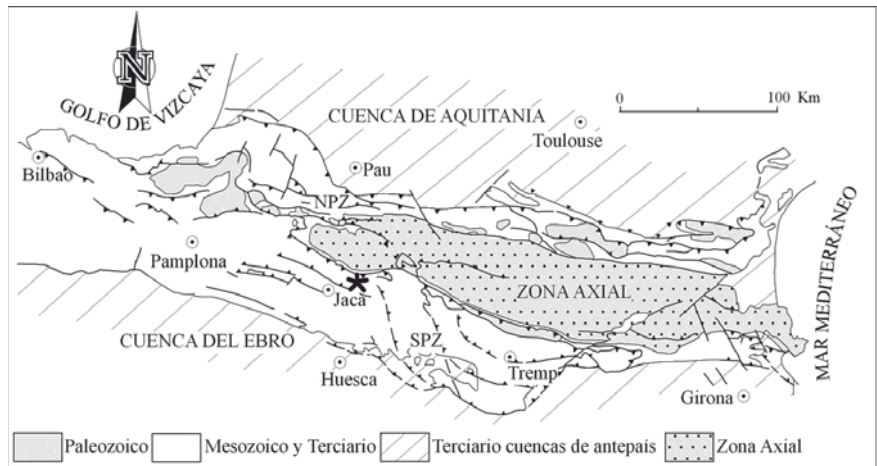


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado de los Pirineos, con la localización del área de estudio, señalada con un asterisco, al noreste de Jaca. NPZ: Zona Norpirenaica, SPZ: Zona Surpirenaica.

Fig. 1.- Simplified geological map of the Pyrenees. Asterisk shows the location of the study area to the NE of the Jaca city. NPZ: North Pyrenean Zone, SPZ: South Pyrenean Zone.

tran asociados al flanco normal de pliegues angulares (Fig. 2A y B), que presenta un buzamiento medio en torno a 30° hacia el norte. En el ejemplo recogido en la fotografía se reconocen dos estructuras tipo dúplex con morfologías asimétricas (Fig. 2B). La primera de ellas, situada a la derecha, mide 4,5 m. de largo y tiene 30 cm. de espesor. Se dispone de manera aproximadamente paralela a la estratificación, con un buzamiento medio de 30° hacia el norte, aunque hacia la izquierda se puede apreciar que aumenta su pendiente, llegando a valores cercanos a los 50° (Fig. 2B). Este dúplex afecta a una única capa de turbiditas de 15 cm. de espesor, sin que se observe deformación interna asociada en las capas supra e infrayacentes. Tanto el cabalgamiento de techo como el de muro presentan una morfología bastante regular, que acomoda la variación en el buzamiento con geometrías redondeadas. Se pueden reconocer más de 40 *horses*, con espesores de 3 cm. y buzamientos en torno a los 40° hacia el norte. Los *horses* presentan una morfología sigmoidea, que indica un sentido de movimiento antihorario, concordante con la vergencia de las estructuras de la zona, como los pliegues angulares asimétricos y la foliación de plano axial. Teniendo en cuenta la geometría descrita, este dúplex debe clasificarse como un «smooth roof duplex» (McClay, 1992).

El segundo dúplex (zona izquierda de la Fig. 2B) se encuentra ligeramente por debajo en la sucesión estratigráfica con respecto al primero, aunque su

orientación es similar ya que se dispone paralelo a la estratificación, justo por encima de una capa de calcarenita de 0,5 m. de potencia. Afecta a una única capa de calcarenita, como en el caso anterior, de 20 cm. de potencia. Mide 6 m. de largo y tiene 0,5 m. de espesor. El cabalgamiento de techo y el de muro mantienen una morfología aproximadamente plana. En este caso el dúplex también exhibe una morfología asimétrica con una parte frontal en cuña, donde los cabalgamientos presentan buzamientos suaves y una parte distal donde los cabalgamientos presentan buzamientos suaves y morfología plana. Se pueden reconocer hasta 39 *horses*, de 5 cm. de potencia y, morfología sigmoidea que, como en el caso anterior, indican un sentido de movimiento antihorario (Fig. 2C). Los *horses* se presentan con buzamientos variables: en la parte central de la estructura aparecen con valores de buzamiento elevado y, hacia la zona posterior, tienen buzamientos menores y una longitud mayor.

Entre los dos dúplex se observan capas de calcarenita imbricadas, de mayor longitud, entre 2 y 4 m., y menor buzamiento que los *horses* anteriormente descritos (Fig. 2B). Se pueden reconocer por lo menos cinco láminas, de 25 cm. de potencia aproximada, de las cuales las dos más elevadas continúan hacia la derecha por debajo del primer dúplex y paralelas a la estratificación (Fig. 2B), mientras que hacia la izquierda quedan limitadas por el cabalgamiento de techo del primer dúplex. Las láminas de calcarenitas inferiores están

limitadas en el techo por la continuación de los cabalgamientos de techo del primer dúplex y, en el muro, por la continuación de los cabalgamientos del segundo dúplex.

En las superficies de cabalgamiento se observa recristalización de calcita, si bien, no se ha podido realizar un estudio detallado del crecimiento de las fibras ni de la orientación de las estrías, debido a las características de los afloramientos. En superficies cercanas asociadas a estos dúplex, se reconocen conjuntos de diaclasas en escalón que se propagan desde el plano de cabalgamiento (diaclasas pinnadas; Fig. 2D), rellenas de calcita y dispuestas de manera que indican un sentido de movimiento hacia el sur, coincidente con el de los dúplex. Conviene destacar que las diaclasas pinnadas cortan claramente a la foliación de plano axial desarrollada en el flanco normal de los pliegues sobre las margas y calcarenitas (Fig. 2D), añadiendo un criterio adicional acerca de la cronología de los diferentes procesos de deformación reconocidos en este corte. También se puede observar alguna diaconría en los procesos de formación de los dúplex, por ejemplo que la formación del dúplex de la derecha (Fig. 2B) es previo al de la izquierda, ya que se ve afectado por el movimiento de éste.

Discusión y conclusiones

En los dúplex descritos se han reconocido geometrías que no permiten incluirlos en clasificaciones basadas en criterios tales como que asociados al dúplex se generen anticlinales de rampa (Mittra, 1986). En general, muestran características geométricas similares a los definidos como dúplex de deslizamiento y flexión («flexural-slip duplexes»; Tanner, 1992), que se suelen desarrollar en series en las que alternan areniscas y lutitas, plegadas con geometrías angulares, en las que el cabalgamiento de techo y de muro es plano o ligeramente curvo y no se desarrollan anticlinales de rampa. Probablemente, la formación de estos dúplex se encuentra condicionada por las variaciones locales en la potencia de los estratos (Knipe, 1985), ya que en los casos descritos el cabalgamiento basal corre paralelo a una capa de espesor superior a la media de la secuencia. Los dúplex de deslizamiento y flexión están relacionados con el flanco de un

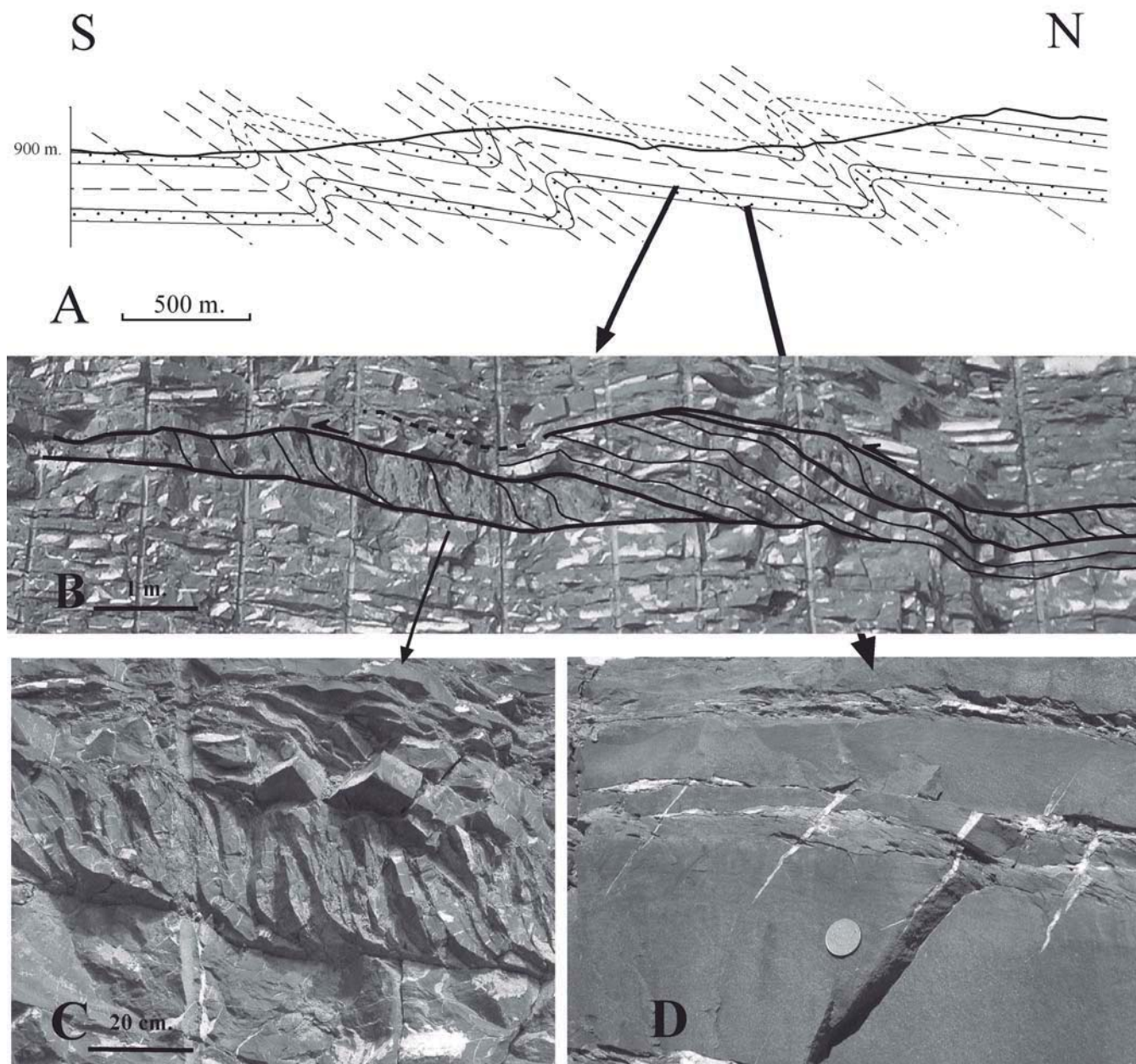


Fig. 2.- A) Esquema general del corte geológico realizado a partir de un mosaico fotográfico, en el que se han reconocido las estructuras dúplex descritas. Se indica la posición aproximada del afloramiento, respecto al flanco normal de los pliegues angulares, la geometría del plegamiento y la posición de la foliación de plano axial. B) Fotografía sobre la que se han marcado los dos dúplex y algunas de las estructuras descritas en el texto. La composición no recoge la totalidad de la estructura. C) Detalle de los *horses* del dúplex de la izquierda, marcado en B. D) Diaclasas pinnadas rellenas de calcita, asociadas a un cabalgamiento de orden menor. Obsérvese cómo cortan netamente a la foliación de plano axial, desarrollada en el flanco normal de los pliegues angulares, visible tanto en los niveles incompetentes como en las capas de calcarenitas.

Fig. 2.- A) General sketch of the cross section in which crop out the duplex structures described in the text. The location of the outcrop, in relation with the normal limb of the angular folds, is indicated. B) Photograph showing the two duplexes and the described structures. It is not show the whole structure. C) Detail of left duplex horses (position shown in B). D) Pinnate joints filled with calcite, associated with thrusts. Note that the joints cut the axial plane foliation, developed in the normal limb of the angular folds.

pliegue angular que no se modifica a causa de estas estructuras y presentan un sentido de movimiento coincidente con el movimiento de flexión y deslizamiento en ese flanco.

En los casos analizados, si bien el proceso de formación del dúplex puede ser similar al descrito por Tanner

(1992), el movimiento se produce claramente con posterioridad al desarrollo de los pliegues, ya que como hemos descrito en el apartado anterior, las diaclasas pinnadas asociadas a los planos de cabalgamiento cortan a materiales afectados por la foliación paralela al plano axial de los pliegues angulares.

A partir del análisis estructural recogido en este trabajo se puede proponer una secuencia de deformación en el que los materiales turbidíticos de la Zona Surpirenaica, que afloran al Norte de Biescas se han deformado progresivamente durante la orogenia alpina dando lugar a los pliegues an-

gulares asimétricos, vergentes al sur, con esquistosidad de plano axial asociada, que se reconocen en el corte geológico. Al continuar este proceso, el acortamiento se ha resuelto desarrollando cabalgamientos en los flancos largos de los pliegues, que han originado dúplex vergentes al sur. Los cabalgamientos descritos son posteriores a los pliegues angulares, tal y como se deduce de las relaciones geométricas observadas en el corte.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de una beca de FPU (L.R., referencia AP2006-00648). La financiación del trabajo se debe a los proyectos del MEC CGL2004-00701 y CGL2007-

600030/BTE y Grupos de Investigación del Sistema Universitario Vasco IT-270-07.

Referencias

- Knipe, R.J. (1985). *Journal of Structural Geology*, 7, 1-10.
- Labauve, P., Séguret, M. y Seyve, C. (1985). *Tectonics*, 4, 661-685.
- Mattauer, M. y Séguret, M. (1971). En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Technip, IV.4-1-IV.4-24.
- McClay, K. R. (1992). En: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay, Ed.). Chapman and Hall, 419-433.
- Mitra, S. (1986). *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 70, 1087-1112.
- Oliva, B. y Pueyo, E.L. (2007). *Revista de la Sociedad Geológica de España*,

20, 105-118

- Séguret, M. (1972). *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Tesis Doctoral, Univ. de Montpellier, 155 p.
- Souquet, P. (1967). *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Tesis Doctoral, Univ. de Toulouse, 529 p.
- Tanner, P. W. J. (1992). En: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay, Ed.). Chapman and Hall, 201-208.
- Teixell, A. (1992). *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 252 p.
- Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1995). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 215-228.