

La transición de pliegues de despegue a pliegues de propagación: el ejemplo del anticlinal de Aguilón (Cordillera Ibérica)

On the transition from detachment folds to fault-propagation folds: example from the Aguilón anticline (Iberian Chain).

A.L. Cortés Gracia y A.M. Casas Sainz

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. Plaza San Francisco s/n. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

The northern border of the Iberian Chain shows detachment and fault-propagation folds that deform the mesozoic and tertiary sediments near Zaragoza. The regional detachment level are the lutitic and gypsiferous beds of the Upper Triassic. The thickness of the cover and the detachment level determine the kinematic evolution of folds that show intermediate geometry between detachment and fault-propagation types.

Key words: *detachment fold, fault-propagation fold, alpine thrusting, detachment, Iberian Chain.*

*Geogaceta, 19 (1996), 7-10
ISSN: 0213683X 0213683X*

Introducción. Situación geológica

El anticlinal de Aguilón constituye una de las principales estructuras de plegamiento que forman el límite septentrional de la Cordillera Ibérica al Sur de Zaragoza (Fig. 1). Presenta orientación E-O a ESE-ONO y ocupa un afloramiento de materiales del Jurásico, Cretácico inferior y Paleógeno de más de 14 km de longitud y 3-4 km de anchura. En el flanco N del anticlinal las capas aparecen invertidas y afectadas por cabalgamientos de fuerte buzamiento. Entre el anticlinal de Aguilón y la localidad de Villanueva de Huerva aparecen dos pliegues anticlinales con orientación ESE-ONO a SE-NO de similar amplitud y longitud de onda (con valores medios de $A=0,4$ km y $\lambda=3,5$ km). El nivel de despegue de estas estructuras se sitúa en el Triásico superior (facies Keuper). El techo del basamento muestra un ligero buzamiento hacia el Sur que se corresponde con un adelgazamiento general de la cobertera mesozoica hacia el Norte. En general, se observa cómo la amplitud y longitud de onda de estos despegues va disminuyendo hacia el N hasta presentar una geometría muy laxa al N de Villanueva. El análisis de la geometría de la deformación (Cortés, 1994) muestra la existencia de un acortamiento máximo en

la horizontal de un 15% y dirección aproximada N-S.

Estructura

La reconstrucción geométrica del anticlinal de Aguilón indica que se trata de un pliegue de propagación de falla con rotura del flanco frontal (*high-angle o steep-limb breakthrough*, según la terminología de Suppe y Medwedeff, 1990). Sin embargo, se observa la existencia de un gran volumen de material del nivel de despegue sobre la rampa de cabalgamiento y una cierta tendencia a la paralelización de los flancos (Fig. 2), hechos que apartan a este anticlinal de los modelos geométricos propuestos para los pliegues de propagación de falla puros (Suppe y Medwedeff, 1990; Mitra, 1990).

Los pliegues existentes inmediatamente al N del anticlinal de Aguilón muestran una morfología simétrica con suaves buzamientos en los flancos (entre 20° y 30°). Estos pueden ser considerados como pliegues de despegue puros.

A la vista del corte, se puede suponer que el anticlinal de Aguilón ha evolucionado más que los otros a partir de un estado inicial de pliegues de despegue formados por "buckling" y condicionados por el espesor de la

cobertera y el nivel de despegue. Si restituimos parcialmente el corte entre Aguilón y Villanueva de Huerva eliminando la deformación del pliegue de Aguilón debida a la propagación del cabalgamiento se encuentra que, en la etapa previa a la formación de éste, el acortamiento de la cobertera se resolvió mediante un tren de pliegues simétricos, con amplitud muy pequeña en relación a la longitud de onda (Fig. 3 A y B). Esta deformación, previa al cabalgamiento de Aguilón, explica tanto la deformación asociada al bloque inferior como algunas irregularidades asociadas al bloque superior que hacen que éste no se adapte exactamente a la geometría de la rampa subyacente.

Modelo cinemático

Para entender la transición entre ambos tipos geométricos de pliegues es necesario abordar en un principio la geometría de los pliegues de despegue del tren Aguilón-Villanueva. De acuerdo con los modelos establecidos ya por Chamberlin (1910), existe una relación directa entre cantidad de acortamiento, profundidad del despegue basal y amplitud y longitud de onda asociadas al pliegue. Estos modelos fueron retomados y completados por Jamison (1987), Mitra

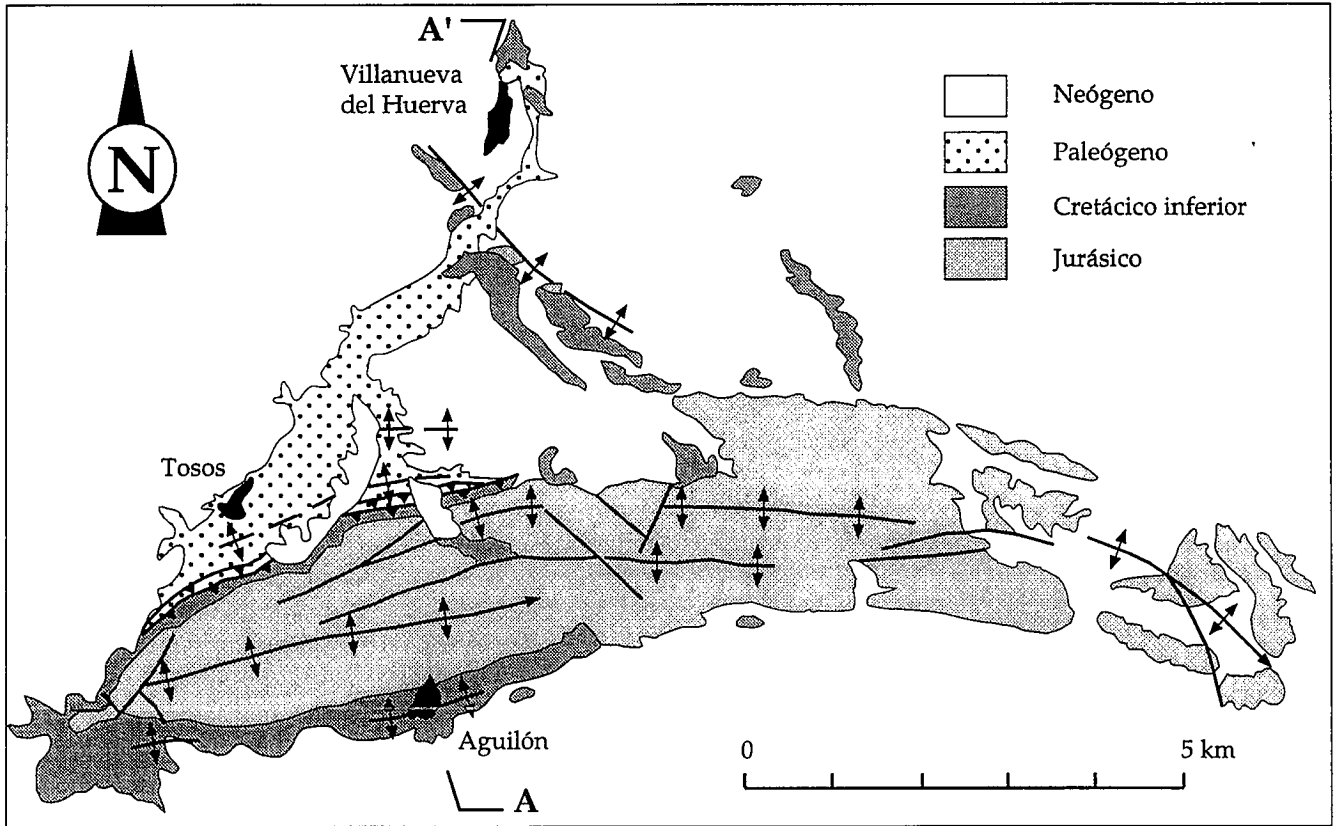


Fig. 1.- Mapa geológico esquemático del sector estudiado.

Fig. 1.- Geological sketch of the studied area.

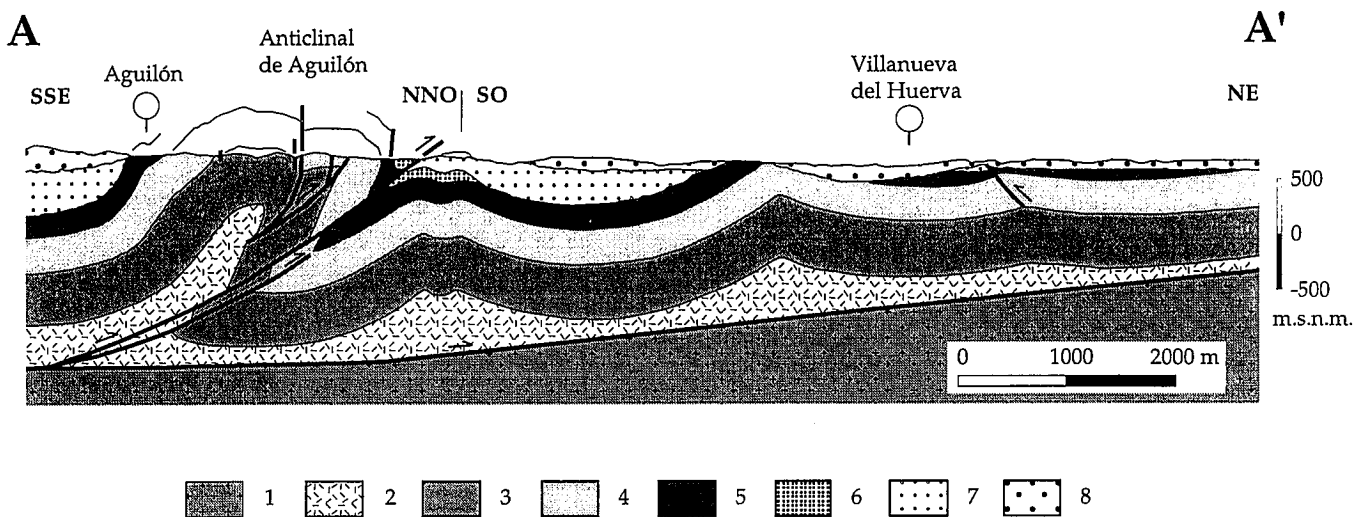


Fig. 2.- Corte geológico entre Aguilón y Villanueva del Huerva. Leyenda: 1. Zócalo; 2. Facies Keuper; 3. Retiense-Jurásico inferior; 4. Jurásico medio-superior; 5. Cretácico inferior; 6. Paleoceno; 7. Oligoceno superior; 8. Mioceno inferior-medio.

Fig. 2.- Geological cross-section between Aguilón and Villanueva del Huerva. 1. Basement; 2. Keuper facies; 3. Rhaetian-Lower Jurassic; 4. Middle-Upper Jurassic; 5. Lower Cretaceous; 6. Paleocene; 7. Upper Oligocene; 8. Lower-Middle Miocene.

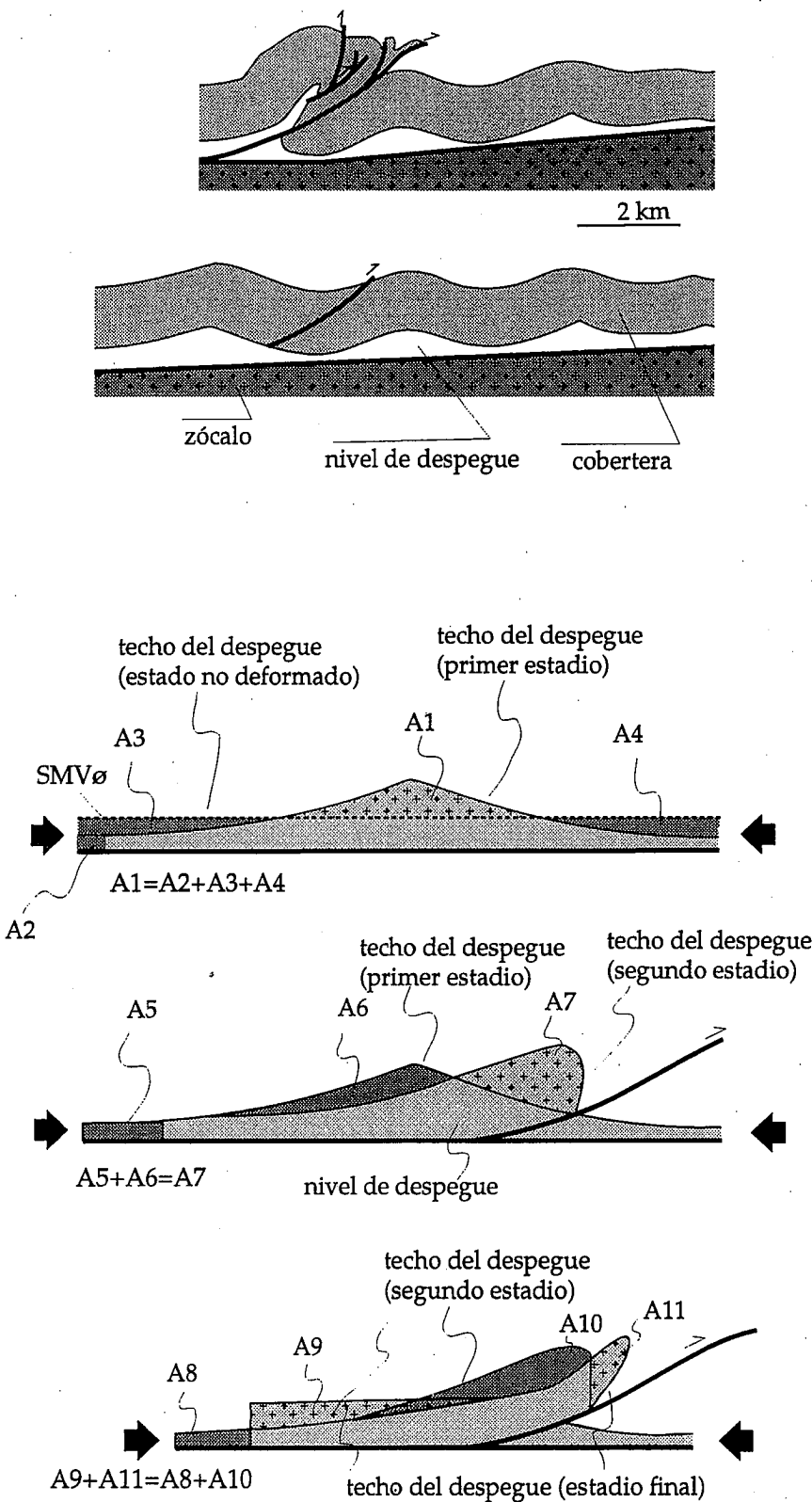


Fig. 3.- Esquema de la evolución del anticlinal de Aguilón. A: estado actual (simplificado); B: restitución parcial eliminando la deformación debida al cabalgamiento C, D y E: etapas de la evolución (ver explicación en texto).

Fig. 3.- Sketch showing the evolution of the Aguilón anticline. A: present-day geometry (simplified); B: partial restoration, without the deformation by thrusting; C, D y E: evolution stages (see explanation on text).

y Namson (1990), Groshong y Epard (1994), etc., tomando en cuenta otras variables como deformación por cizalla y posibles engrosamientos de la cobertera que forma los flancos del pliegue. A partir de estos modelos se pueden establecer relaciones entre profundidad del despegue (o mejor, la relación espesor del nivel de despegue/espesor de la cobertera despegada) y amplitud (altura en el caso de anticlinales aislados) del pliegue.

Ahora bien, los modelos geométricos citados de pliegues de despegue parten de dos premisas: 1) la geometría de los pliegues es de tipo *kink* y 2) la cobertera no deformada situada entre los anticlinales de despegue se mantiene a su profundidad inicial, es decir, no existe descenso de la misma en los sinclinales. De acuerdo con estos modelos (resumidos en Jamison, 1987), el tren de pliegues de Aguilón-Villanueva es inexplicable mediante el mecanismo de pliegues de despegue, ya que el acortamiento es muy pequeño como para producir un excedente volumétrico del nivel de despegue suficiente para rellenar el "hueco" formado por la elevación de los anticlinales. Para rellenar este hueco sería necesario un espesor del nivel de despegue que excede en varios órdenes de magnitud el que se puede suponer para el Triásico superior en el área estudiada (obtenido a partir de los sondeos mecánicos en la Cuenca del Ebro y los escasos afloramientos existentes en la zona). Según los modelos de Jamison (1987) los pliegues de despegue que se formarían en estas condiciones tendrían buzamientos muy pronunciados en los flancos con un núcleo muy pequeño relleno por materiales del despegue.

El mecanismo de plegamiento del conjunto de la cobertera mesozoica parece responder a un proceso de *buckling*, y no, salvo excepciones aisladas en algunas formaciones tableadas del Jurásico marino, a formación de pliegues de tipo *kink*. Por ello, es imposible nuclear pliegues con fuertes buzamientos en los flancos en los primeros momentos de la evolución del pliegue (ver por ejemplo, Price y Cosgrove, 1990). En la zona estudiada, la deformación de la cobertera responde a un plegamiento concéntrico, con anticlinales de charnelas apretadas y sinclinales de charnelas amplias. Como veremos más adelante, este tipo de pliegues sería geométricamente inexplicable (desde el punto de vista de la compensación de áreas)

si no existe descenso, en relación a la posición no deformada del techo del nivel de despegue, de las charnelas sinclinales. En cambio, si existe este descenso el material del nivel de despegue puede migrar y rellenar los huecos formados en los anticlinales, incluso si el acortamiento o el espesor del nivel de despegue no son lo suficientemente grandes para compensar el levantamiento de las charnelas anticlinales.

Existen dos factores limitantes a la continuación del acortamiento por *buckling*, ambos fuertemente determinados por el espesor del nivel de despegue:

1) la profundidad de la base del horizonte de despegue, que supone un límite para la amplitud de los sinclinales, suponiendo que a lo largo del acortamiento la superficie de movimiento vertical cero (SMVØ: superficie que une los puntos de la cobertera cuya distancia al techo del basamento se mantiene constante) debe estar situada en los puntos de inflexión del tren de pliegues, o ligeramente desplazada hacia abajo conforme progresa el acortamiento de forma que el área $A1 = A2 + A3 + A4$, (Figs. 3 C y 2) el volumen (o la superficie en corte) del nivel de despegue. Cuanto menor sea el espesor del nivel de despegue, más se alejará el tipo de pliegue del modelo de acortamiento por *buckling* ideal de una capa de mayor viscosidad inmersa en una matriz infinita menos viscosa (Biot, 1957; Ramberg, 1961). Si el acortamiento progresa en estas condiciones las charnelas sinclinales perderían progresivamente su geometría curva para adoptar una disposición cada vez más paralela al techo del sustrato (Millán, com. pers.). Relacionado con este factor está el

espesor del nivel de despegue; si éste es pequeño tampoco pueden existir pliegues de charnelas amplias (impuestas por el espesor de la cobertera) que van progresando por aumento de buzamiento de los flancos. En estas condiciones la progresión del acortamiento debe resolverse sin aumento del volumen de nivel de despegue contenido en el núcleo del anticlinal. La formación del anticlinal de Aguilón, con una geometría mixta, responde a este tipo de proceso, ya que la paralelización de los flancos es contemporánea con la propagación del cabalgamiento localizado en el flanco norte del primitivo anticlinal de despegue.

Si suponemos que la verticalización del flanco frontal se produce con un acortamiento igual a la mitad del acortamiento total (Fig. 3 D) y mantenemos la longitud de la base de la cobertera, el área (volumen en tres dimensiones) del nivel de despegue se debe mantener constante para poder compensar el corte. El inicio de la evolución del pliegue de propagación sobre la rampa debe partir del estadio que se muestra en esta figura.

Partiendo de este último estadio, para llegar a la geometría final de la estructura manteniendo la longitud de la base de la cobertera y el área del nivel de despegue, debe existir una salida de material dúctil del núcleo del pliegue (con los flancos subparalelos en el estadio final) obligando a producir un levantamiento y disminución del buzamiento inicial en la parte trasera de éste (Fig. 3 E).

Conclusiones

La evolución del anticlinal de Aguilón desde un pliegue de despegue a un

pliegue de propagación se puede sintetizar en tres episodios: 1) formación por *buckling* de un tren de pliegues de despegue, 2) el paso del despegue (pliegue simétrico) al desarrollo de la rampa y formación del pliegue de propagación, y 3) el cabalgamiento sigue evolucionando hasta romper el flanco delantero del pliegue de propagación a la vez que se invierte dicho flanco como se observa en la actualidad.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB93-1218 de la DGICYT. Agradecemos a H. Millán sus comentarios y sugerencias durante la realización del mismo.

Referencias

- Biot, M.A. (1957). *Proc. Roy. Soc. London*, A242, 444-454.
- Chamberlin, R.T. (1910). *J. Geol.*, 18, 228-251.
- Cortés, A.L. (1994). *Tesis Licenciatura*, Univ. de Zaragoza, 171 pp.
- Groshong, R.H. y Eppard, J.L. (1994). *J. Struct. Geol.*, 16, 613-618.
- Jamison, W.R. (1987). *J. Struct. Geol.*, 9, 207-219.
- Mitra, S. (1990). *AAPG Bull.*, 74, 921-945.
- Mitra, S. y Namson, J. (1990). *Am. J. Sci.*, 289, 563-599.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W. (1990). *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press, 502 pp.
- Ramberg, H. (1961). *Geol. Rundsch.*, 51, 405-439.
- Suppe, J. y Medwedeff, D.A. (1990). *Eclogae geol. Helv.*, 83, 409-454.