

Secuencias de crecimiento en la Zona de Falla del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental)

Growth geometries in the Bajo Segura Fault Zone (Eastern Betic Cordillera)

Iván Medina-Cascales, Iván Martín-Rojas y Pedro Alfaro

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. 99, 03080 Alicante, España.
imc40@alu.ua.es, ivan.martin@ua.es, pedro.alfaro@ua.es

ABSTRACT

We present here the analysis of growth geometries related to the fault propagation folds of the Bajo Segura Fault Zone, in the Eastern Betic Cordillera (Spain). New detailed field data permit us to establish the beginning of the deformation in the southern front of the folds during the Upper Miocene (~ 6.5 Ma) and in the northern front during the lowermost Pliocene (~ 5.3 Ma). According to these new data, we propose a slip rate for the north front of folds of 0.09 mm/year, i.e. slightly lower than previously proposed. Moreover, we discuss the implications for the structural evolution hypothesis proposed for the Bajo Segura Fault Zone.

Key-words: Active Tectonics, Bajo Segura Fault, Betic Cordillera, growth geometries.

RESUMEN

En este trabajo presentamos el análisis de una serie de secuencias de crecimiento asociadas a los pliegues de propagación de la Zona de Falla del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). Los nuevos datos de campo aportados permiten estimar la edad de inicio de la deformación durante el Mioceno superior (~ 6,5 Ma) en el frente meridional de pliegues; mientras que en el frente septentrional comenzó durante el Plioceno basal (~ 5,3 Ma). De acuerdo con estos nuevos datos, proponemos una tasa de desplazamiento del frente septentrional de 0,09 mm/año, algo más baja que las propuestas con anterioridad. También se discuten las implicaciones que tienen estos datos en las hipótesis de evolución estructural de la Zona de Falla del Bajo Segura.

Palabras clave: Tectónica activa, Falla del Bajo Segura, Cordillera Bética, geometrías de crecimiento.

Geogaceta, 60 (2016), 31-34
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 1 de febrero de 2016
Revisión: 20 de abril de 2016
Aceptación: 20 de Mayo de 2016

Introducción

La cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental) sufre desde el Mioceno Superior un acortamiento NNW-SSE causado por la convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia (Nocquet, 2012). Esta deformación es acomodada mediante distintas estructuras tectónicas (Montenat, 1977; Bousquet, 1979; Alfaro *et al.*, 2002a). Hasta finales del Mesiniense, la principal estructura activa era la Falla de Crevillente, situada en el borde norte de la cuenca pero, con posterioridad, se observa una migración de la deformación hacia el borde sur de la cuenca, a la Zona de Falla del Bajo Segura (ZFBS) (Martín-Rojas *et al.*, 2015). Esta zona de falla, inversa y ciega, es la principal estructura sismogénica de la cuenca, ya que es responsable de la mayor parte de la actividad sísmica que ha sufrido la comarca, destacando el terremoto de To-

rriveja de 1829 (Perea *et al.*, 2012) o los terremotos de Jacarilla de 1919 (Batlló *et al.*, 2015).

Aunque la *tip line* de la ZFBS se encuentra aproximadamente a 1 km de profundidad, ésta deforma en superficie a los materiales neógeno-cuaternarios que rellenan la cuenca dando lugar a varios pliegues de propagación (Montenat, 1977; Taboada *et al.*, 1993; Alfaro *et al.*, 2002a, 2002b, 2012 entre otros).

Varios estudios han propuesto tasas de desplazamiento netas entre 0,1 y 0,3 mm/año, con magnitudes máximas de potenciales terremotos asociados estimadas entre 6,6 y 7,1 y periodos de recurrencia de entre 4.500 y 21.500 años (Alfaro *et al.*, 2002b, 2012; García-Mayordomo y Martínez-Díaz, 2006, entre otros).

En el presente trabajo se lleva a cabo un análisis de la geometría de las secuencias de crecimiento que afectan a los materiales

neógenos situados en los flancos de los pliegues de propagación del sector occidental de la ZFBS. Dicho análisis se ha realizado a partir de un estudio de campo, que incluye una cartografía geológica detallada y una toma sistemática de medidas estructurales. Con estos datos hemos elaborado 49 secciones geológicas y, mediante su interpolación lineal, hemos construido un modelo geométrico 3D de la estructura en el que se pueden observar las variaciones, tanto en sección como laterales, del buzamiento y espesor de las formaciones. De esta manera se han identificado en detalle las secuencias de crecimiento, diferenciando entre capas pre-crecimiento (*pre-growth strata*) y capas de crecimiento o sintectónicas (*growth strata*). El objetivo es establecer los niveles estratigráficos que marcan el inicio de la deformación en el borde sur de la cuenca, teniendo esto consecuencia directa en la es-

timación de algunos de los parámetros sísmicos antes señalados. Así mismo, también se analiza cómo estas edades influyen en los modelos de deformación y evolución estructural de la falla.

La Zona de Falla del Bajo Segura

La ZFBS es una estructura inversa ciega, buzante al sur y con orientación ENE-WSW (Montenat, 1977; Taboada *et al.*, 1993; Alfaro *et al.*, 2012, entre otros). Su traza principal está cortada por varias fallas de transferencia, dextroras y orientadas NW-SE, como la Falla de San Miguel de Salinas (FSM, Fig. 1). Estas fallas se han generado por las diferencias de velocidad entre los distintos segmentos de la Falla del Bajo Segura. Las tasas de desplazamiento vertical correspondientes a los sectores dentro del área de estudio son de 0,2 mm/año para el sector de Benejúzar y 0,3 mm/año para

el sector de Hurchillo (Alfaro *et al.*, 2012).

Los pliegues de propagación, producto de la deformación generada por la falla en los materiales de relleno de la cuenca (Mioceno Superior-Holoceno) son anticlinales asimétricos vergentes al norte. Estos pliegues se distribuyen en dos frentes: un frente norte, formado en el área de estudio por los anticlinales de Benejúzar y Hurchillo, y un frente sur, constituido en este sector por el anticlinal de Torremendo (Fig. 1).

Geometrías de crecimiento en la ZFBS

Geometrías de crecimiento en el frente sur de pliegues

A partir de secciones perpendiculares a la dirección estructural principal, situadas en la zona de máxima elevación de los pliegues, es posible analizar la geometría de las se-

cuencias estratigráficas (Figs. 1 y 2). Observamos que, en el frente sur de los pliegues, las geometrías de crecimiento afectan a las formaciones estratigráficas del flanco sur a partir del Mioceno Superior (Fm. La Virgen) (Fig. 2A). Cabe mencionar que debido a la naturaleza margosa de los materiales del Tortonense (margas de Torremendo) no ha sido posible determinar si están afectados por las geometrías de crecimiento. Con los presentes datos, el límite entre la secuencia *pre-growth* y *growth* parece estar situado en el techo de estas margas, de edad aproximada 6,5 Ma según las dataciones de Soria *et al.* (1996).

Geometrías de crecimiento en el frente norte de pliegues

En el frente norte de los pliegues (anticlinales de Benejúzar y Hurchillo, Fig. 1) las secciones perpendiculares a la estructura, en las zonas de máxima elevación de los pliegues, muestran que los materiales situados por debajo del límite Plioceno Inferior-Plioceno Superior (Fm. Conglomerados del Segura, ~ 4 Ma) son paralelos entre sí (*pre-growth strata*), mientras que los materiales más modernos presentan geometrías de crecimiento (*growth strata*) (Fig. 2B).

Sin embargo, si llevamos a cabo un análisis análogo al anterior en una dirección paralela a la general de la estructura vemos que, lateralmente, en la zona situada al norte de la FSM, los abanicos de capas de crecimiento afectan a todas las formaciones del Plioceno (Fms. Margas de Hurchillo, Areniscas de Rojas, Arcillas Versicolores y Conglomerados del Segura, Fig. 3). Éstas se abren entre sí y con respecto a los materiales del Messiniense. De esta forma, en el frente norte queda definida una doble secuencia de estratos de crecimiento, es decir, los ángulos de apertura aumentan desde el anticlinal de Hurchillo hacia el este, incrementándose la potencia real de los materiales. Ésta es máxima al sur de Jacarilla, para volver a disminuir al aproximarnos al anticlinal de Benejúzar (Fig. 3). A esta estructura, que afecta a los materiales del Plioceno, la denominamos secuencia de crecimiento de Jacarilla; mientras que las formaciones del Mioceno Superior constituyen la fase pre-crecimiento.

Inicio de la deformación en la ZFBS

Como se ha comentado, en el frente sur (anticlinal de Torremendo) las geometrías

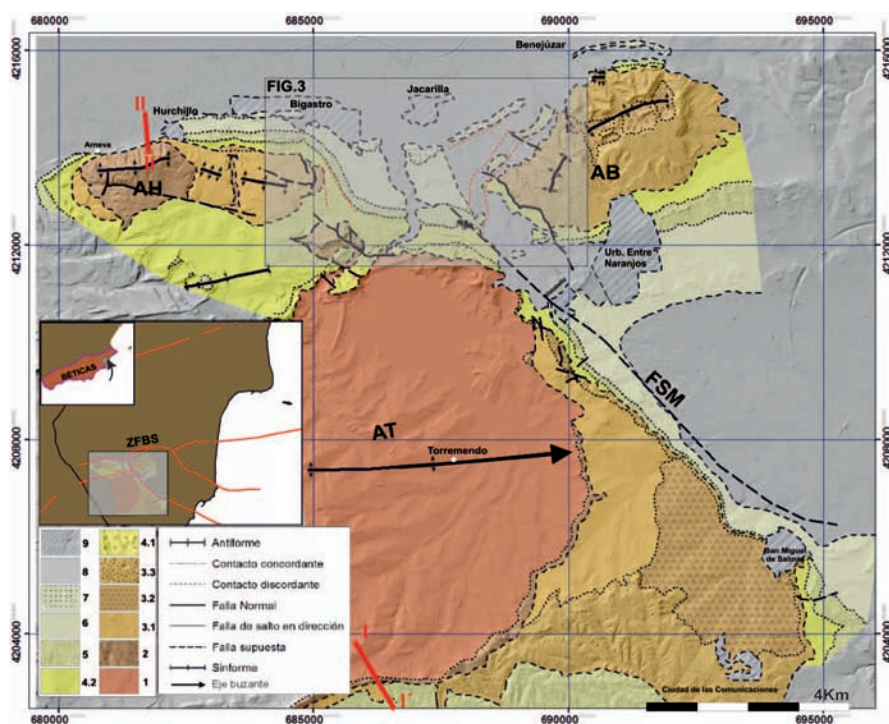


Fig. 1.- Mapa geológico del límite sur de la Cuenca del Bajo Segura. Las líneas rojas gruesas marcan las trazas de las secciones de la figura 2. Leyenda: 1-Margas de Torremendo (Tortonense-Messiniense), 2-La Virgen calcarenitas (Messiniense), 3.1-Fm. Garruchal (margas, Messiniense), 3.2-Yesos de San Miguel (Messiniense), 3.3-Fm. Garruchal (calcarenitas, Messiniense), 4.1-Fm. La Pedrera. Conglomerados y areniscas (Plioceno Inf.), 4.2-Fm. Margas de Hurchillo (Plioceno Inf.), 5-Fm. Rojas. Areniscas (Plioceno Inf.), 6-Fm. Arcillas Versicolores (Plioceno Inf.), 7-Fm. Conglomerados del Segura (Plioceno Inf-Sup.), 8-Depósitos cuaternarios, 9-Núcleos urbanos, AH-Anticlinal de Hurchillo, AB-Anticlinal de Benejúzar, AT-Anticlinal de Torremendo, FSM-Falla de San Miguel. Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- Geological map of the southern limit of the Bajo Segura Basin. Thick red lines indicate the trace of sections in figure 2. 1-Torremendo Marls (Tortonian-Messinian), 2-La Virgen Fm. Calcarenites, (Messinian), 3.1-Garruchal Fm. (marls, Messinian), 3.2-San Miguel Gypsum (Messinian), 3.3-Garruchal Fm. (sandstones, Messinian), 4.1-La Pedrera Fm. Conglomerates and sandstones (Lower Pliocene), 4.2-Margas de Hurchillo Fm. (Lower Pliocene), 5-Rojales Fm. Sandstones (Lower Pliocene) 6-Arcillas Versicolores Fm. (Lower Pliocene), 7-Conglomerados del Segura Fm. (Lower-Upper Pliocene), 8-Quaternary deposits, 9-Urban area, AH-Hurchillo Anticline, AB-Benejúzar Anticline, AT-Torremendo Anticline, FSM-San Miguel Fault. See colour figure on the Web.

Cabalgamientos en secuencia

Si fuera correcta la primera hipótesis de Taboada *et al.* (1993), las diferencias en la edad del inicio de la deformación entre ambos frentes, puestas de manifiesto por nuestro análisis de las secuencias de crecimiento, implicarían que primero se formó la rama situada más al sur (Falla de Torremendo, Fig. 5A) y, posteriormente, la rama septentrional, dando como resultado una serie de cabalgamientos en secuencia (Fig. 5B). Una estructura análoga aparece en la Falla de Carrascoy (Martín-Banda *et al.*, 2015), situada en la continuación hacia el SW de la ZFBS.

Migración de la tip-line

En otra de las hipótesis planteadas por Taboada *et al.* (1993) los frentes de pliegues se deberían a la geometría rampa-rellano del plano de falla. En este caso, las diferencias en la edad del inicio de la deformación entre ambos indicarían que, a finales del Mioceno, se formaría una primera rampa de la falla que daría lugar al frente sur (Fig. 5A). Posteriormente, la *tip-line* de la falla se propagaría horizontalmente hacia el norte dando lugar a la geometría de rellano y, finalmente a una segunda rampa que formaría el frente norte a principios del Plioceno (Fig. 5C).

Conclusiones

El análisis de las geometrías de crecimiento que hemos llevado a cabo ha puesto de manifiesto que la deformación comienza en el sur de la ZFBS durante el Messiniense (Mioceno Superior, ~ 6,5 Ma). Es en este periodo cuando se forma la falla que deforma los materiales del Tortonense y el Messiniense dando lugar al frente sur de pliegues (anticlinal de Torremendo).

Nuestro análisis parece indicar que la deformación en la parte norte de la ZFBS comenzó en la base del Plioceno Inferior, datada en 5,3 Ma, dando lugar al segundo frente de pliegues (anticlinales de Hurchillo y Benejúzar). En ambos frentes, la deformación continúa hasta nuestros días, pues se encuentran geometrías de crecimiento en los materiales más recientes, como es el caso de la doble secuencia de crecimiento de Jacarilla. La

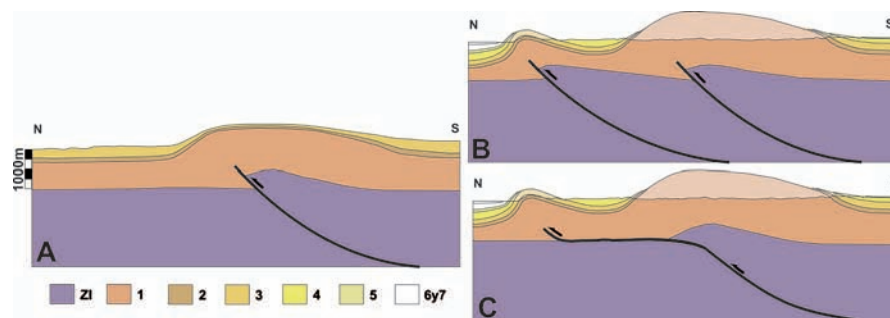


Fig. 5.- A) Formación de la rama sur del cabalgamiento durante el Mioceno Superior. B) Formación de la rama norte durante el Plioceno Inferior según el modelo de cabalgamientos en secuencia. C) Formación de la rama norte por migración de la tip line. ZI–Zonas Internas, el resto de la leyenda como en figura 1. Ver figura en color en la Web.

Fig. 5.- A) Southern thrust formation during Upper Miocene. B) Northern thrust formation during Lower Pliocene according to the thrust-sequence model. C) Northern thrust formation according to the tip-line migration model. ZI–Internal Zone, the rest of the legend as in figure 1. See colour figure on the Web.

tasa de desplazamiento vertical calculada con estos nuevos datos es de 0,09 mm/año para el sector de Benejúzar.

El mecanismo de formación del frente norte no está claro pero puede responder a uno de los dos modelos descritos: cabalgamientos en secuencia o la migración hacia el norte de la *tip line* de la falla.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación del Min. de Economía y Competitividad CGL2011-30153-C02-02, el grupo de investigación de la U. de Alicante VIGROB053, el contrato de investigación de la U. de Jaén 2015CL015, el proyecto de investigación de la U. de Jaén UJA2014/06/17 y una Beca de Colaboración del Dpto. de Ciencias de la Tierra y el Medio Ambiente de la Univ. de Alicante concedida por el Min. de Educación, Cultura y Deporte. Agradecer a los revisores Héctor Perea y Juan Miguel Insúa-Arévalo su dedicación e interés con nuestro manuscrito.

Referencias

Alfaro, P., Andreu, J.M., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. y Teixidó, T. (2002a). *Geological Magazine* 139, 331-341.
 Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A. Soria, J.M. y Yébenes, A. (2002b). *Marine Geology* 186, 337-349.
 Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque, M.J., Estévez, A., García-Mayordomo, J., García-Tortosa, F.J., Gil, A.J., Gràcia, E., Lo Iacono, C. y Perea, H. (2012). *Journal of Iberian Geology* 38, 271-284.

Batló, J., Martínez-Solares, J.M., Macià, R., Stich, D., Morales, J. y Garrido, L. (2015). *Annals of Geophysics* 58, 3, 2015, S0324.
 Bousquet, J.C. (1979). *Tectonophysics* 52, 277-286.
 Corbí, H., Pina, J.A. y Soria, J.M. (2010). *Geogaceta* 48, 71-74.
 De Larouzière, F., Bolze, J.J., Larouzière De, F.D., Montenat, C. y Ott d'estevou, P. (1988). *Tectonophysics* 152, 41-52.
 García-Mayordomo, J. y Martínez-Díaz, J.J. (2006). *Geogaceta* 40, 19-22.
 Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Salazar, A.E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J.A., Medialdea, A. y Herrero, M.J. (2015). *Tectonics* 35, 55-75.
 Martín-Rojas, I., Alfaro, P. y Estévez, A. (2015). *International Journal of Earth Sciences* 104, 1387-1404.
 Montenat, C. (1977). *Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne)*. *Stratigraphie, paléontologie et evolution dynamique*. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 69, 345 p.
 Nocquet, J.M. (2012). *Tectonophysics* 579, 220-242.
 Perea, H., Gràcia, H., Alfaro, P., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Masana, E. y EVENT-SHELF Team (2012). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12, 3151-3168.
 Soria, J.M., Alfaro, P., Ruíz Bustos, A. y Serrano, F. (1996). *Estudios Geológicos* 52, 137-145.
 Taboada, A., Bousquet, J.C. y Philip, H. (1993). *Tectonophysics* 220, 223-241.