

La estructura frontal del arco de Cazorla-Alcaraz en el sector de Vianos (Prebético Externo, SE España)

Structure of the front of the Cazorla-Alcaraz arc in the Vianos sector (External Prebetic, SE Spain)

Luis Trigueros-Ramos^{1*}, Mario Sánchez-Gómez^{2,3}, Luis A. Pérez-Valera^{2,4}, David Sanz^{3,5}, Fernando Pérez-Valera⁶

¹ Dpto. Geología, Grupo SAMCA, Paseo Independencia, 21, 50001 Zaragoza ltrigueros@samca.com

² Dpto. Geología, CEACTEMA, Universidad de Jaén, 23071 Jaén, msgomez@ujaen.es

³ Instituto de Estudios Albacetenses "D. Juan Manuel" (IEA)

⁴ Dpto. Física, Univ. de Burgos, Avd. Cantabria, s/n, 09006 Burgos laperez@ubu.es

⁵ Dpto. Ing. Geológica y Minera, Univ. Castilla la Mancha, 16071 Cuenca, david.sanz@uclm.es

⁶ Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. 03080 Sant Vicent de Raspeig, Alicante fperez@ua.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The present work analyzes the relationships between sedimentation and structuring of the Cazorla-Alcaraz Arc (External Prebetic) during the late Miocene in the Vianos salient (Albacete, Spain). The creation of the local depocenter in the foreland basin that occurs by the last arc advance is described. The foredeep was delimited by a fault-bend fold that had paleogeography expression and was filled in marine conditions, in a transgressive context, possibly during the end of the Tortonian. It is therefore one of the points with the youngest marine Miocene deposits in the northern sector of the External Prebetic.

Key-words: Cazorla-Alcaraz arc, Prebetic, Tortonian, Imbricate slices, North-Betic strait.

RESUMEN

El presente trabajo analiza las relaciones entre la sedimentación y la estructuración del Arco de Cazorla-Alcaraz (Prebético Externo) durante el Mioceno superior en el saliente de Vianos (Albacete, España). Se describe la creación del depocentro local en la cuenca de antepaís más tardío que se produce por avance del arco. El surco fue delimitado por un pliegue en rodilla que tuvo expresión paleogeográfica y se colmató en condiciones marinas, en un episodio transgresivo posiblemente durante el final del Tortoniano. Se trata por tanto de uno de los puntos con depósitos miocenos marinos más jóvenes en el sector septentrional del Prebético Externo.

Palabras-clave: Arco Cazorla-Alcaraz, Prebético, Tortoniano, Escamas imbricadas, Estrecho Norbético.

Geogaceta, 76 (2024), 39-42

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104518>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

Una de las estructuras más característica del orógeno Bético-Rifeño es el Arco de Cazorla-Alcaraz (ACA, Fig.1), también denominado Arco estructural de "Cazorla-Alcaraz-Hellín" (Álvaro *et al.*, 1975; Rodríguez-Estrella, 1979), prisma orogénico prebético (Andrieux y Nebbad, 1996), arco Prebético (Platt *et al.*, 2003) o simplemente Arco de Cazorla (Pérez-Valera *et al.*, 2017; 2022). Éste constituye un cinturón de pliegues y cabalgamientos imbricados formado por unidades prebéticas que en el sector noreste cabalgan directamente sobre la cobertera tabular mesozoica del Macizo Varisco o, hacia el oeste, sobre los materiales neógenos de la Cuenca del Guadalquivir. El arco se configura durante el Tortoniano (Meijninger y Vissers, 2007), con un estilo estructural de escamas tectónicas cuyas estructuras (ejes de pliegues y fallas inversas) presentan una orientación 020°

en su parte central y sur. Comienza a girar a la altura de Alcaraz (sector norte), formando un saliente -o antitaxis- hasta alcanzar una dirección E-O e, incluso de 110°, volviendo a su orientación original (040°) en la sintaxis de Hellín. En esta última zona, presenta un estilo estructural diferente, definido por pliegues suaves y fallas inversas más espaciadas.

Sólo hay un par de estudios estructurales que consideren el Arco de Cazorla-Alcaraz en su conjunto, una tesis inédita (Mandeville, 1993) y un trabajo preliminar (Andrieux y Nebbad, 1996). Las zonas de transferencia del arco que actúan como límites del mismo, tanto en su parte septentrional (Falla de Socovos: Pérez-Valera *et al.*, 2022) como en su parte meridional (Fallas de Tíscar y Collejares: Pérez-Valera *et al.*, 2017) han sido estudiadas más recientemente. Sin embargo, la secuenciación de la deformación durante el avance del arco, aunque analizada en las pasadas décadas para un

sector de la parte meridional (Meijninger y Vissers, 2007), se basa fundamentalmente en estudios clásicos realizados hace más de medio siglo dentro del plan MAGNA de cartografía geológica de España (p.ej. Dabrio *et al.*, 1971; Calvo *et al.*, 1978) con técnicas y medios actualmente superados.

Contexto Geológico

El sector de Vianos se encuadra en el borde más exterior del Prebético Externo en contacto con los materiales que forman la Cobertera Tabular del Macizo Varisco (Fig.1). Estos últimos están formados por una sucesión de materiales siliciclásticos pertenecientes al Triásico (Capas Rojas; Fernández, 1977), dispuestos discordantes sobre el Varisco y de manera sub-horizontal, sobre los que se encuentran una formación de varias decenas de metros de espesor de calizas y dolomías del Jurásico Inferior. Por su

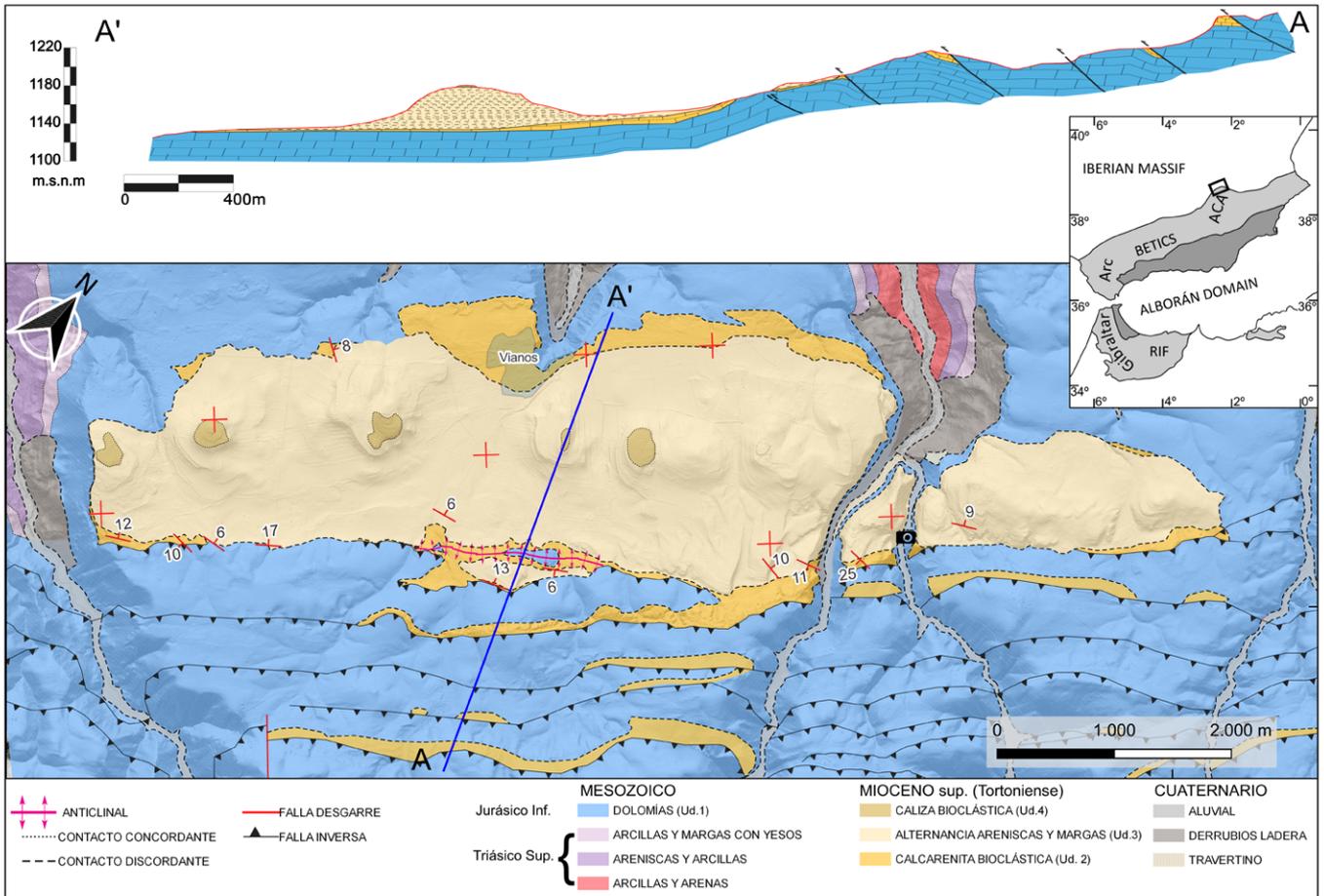


Fig. 1.- Cartografía geológica del área de estudio, con perfil geológico A-A' donde se observan las relaciones estructurales entre los diferentes materiales aflorantes en el sector de Vianos. La falla ciega que marca el perímetro del arco y el momento relativo exacto del final de la deformación puede observarse en la Figura 3. La cámara indica la posición de la panorámica de la Figura 3.A. Ver figura en color en la web.
 Fig. 1.- Geological map of the study area, indicating the geological section A-A'; showing the structure between the different units in the Vianos sector. The fault-bend fold that delimitate the perimeter of the arc and the exact relative moment of the end of the deformation can be seen in Figure 3. The camera indicates the position of the panorama picture of Figure 3.A. See color figure in the web.

parte, el Prebético Externo, está caracterizado por la presencia de materiales sedimentarios carbonatados y siliciclásticos (Baena y Jerez Mir, 1982), que van desde el Triásico hasta el Mioceno medio, con espesores reducidos y con abundantes lagunas estratigráficas (García-Hernández *et al.*, 1980)

En el sector de estudio los materiales neógenos se disponen discordantes sobre las unidades del Prebético Externo, de edad Jurásico Inferior. La sedimentación tuvo lugar en cuencas marinas a lo largo del Mioceno, que se fueron desarrollando de forma coetánea con los procesos de estructuración del margen sudibérico. La estructuración se produce desde el Burdigaliense inferior hasta el Tortonense terminal (Platt *et al.*, 2013), desarrollándose en el Prebético Externo las estructuras propias de un prisma orogénico, como resultado de la superposición de fallas inversas de bajo ángulo en haces imbricados y pliegues, en el

Tortonense (Linares y Rodríguez-Estrella, 1973; Platt *et al.*, 2013).

La presencia de discordancias dentro de las unidades neógenas es interpretada como resultado de la propia migración del depocentro de las cuencas periféricas, frontales o de antepaís (Beets y De Ruig, 1992) que se fueron sucediendo durante ese periodo. La historia deposicional estuvo controlada básicamente por los movimientos tectónicos durante la estructuración de todo el margen sudibérico que fue provocando el progresivo cierre entre el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico, cuya desconexión completa tuvo lugar a finales del Mioceno, (Meijninger y Vissers, 2007; Martín-Martín *et al.*, 2009; Braga *et al.*, 2010).

Estratigrafía

A partir del análisis de la cartografía realizada en el área de estudio se han diferenciado, 4 unidades litoestratigráficas,

todas ellas de naturaleza carbonatada: una de edad Jurásico Inferior, y las otras tres pertenecientes al Mioceno, (Fig. 2).

Los materiales de la Unidad 1 (Jurásico Inferior) están divididos localmente en dos tramos: un tramo inferior carbonatado y otro superior arcilloso. El tramo inferior está formado por dolomías y calizas en bancos, con espesores decimétricos, mostrando cierta homogeneidad a escala regional. El tramo superior es atribuido al Jurásico Inferior (Linares y Rodríguez-Estrella, 1973) y está constituido por niveles de arcillas rojas y verdes, los cuales pueden confundirse con los niveles del Triásico sup., aunque se diferencia por la presencia de intercalaciones dolomíticas.

La Unidad 2, discordante sobre la Unidad 1, está bien representada en la zona de estudio. La serie se inicia con una brecha formada por cantos redondeados de naturaleza cuarcítica y en menor proporción de cantos calcáreos. Seguidamente,

se desarrolla un tramo representado por una sucesión de calcarenitas bioclásticas, organizadas en bancos decimétricos a métricos, mostrando niveles de tipo calcirrudítico o más arenosos, pudiéndose observar en estos últimos laminaciones paralelas y cruzadas de gran escala. Los fósiles son frecuentes, encontrándose sobre todo restos de bivalvos, equinodermos y algas rojas, que permiten datar esta unidad como Tortonense (Rodríguez-Estrella, 1979; Calvo, 1985)

La Unidad 3 se deposita sobre la Unidad 2 mediando entre ellas una discontinuidad de geometría heterogénea de-

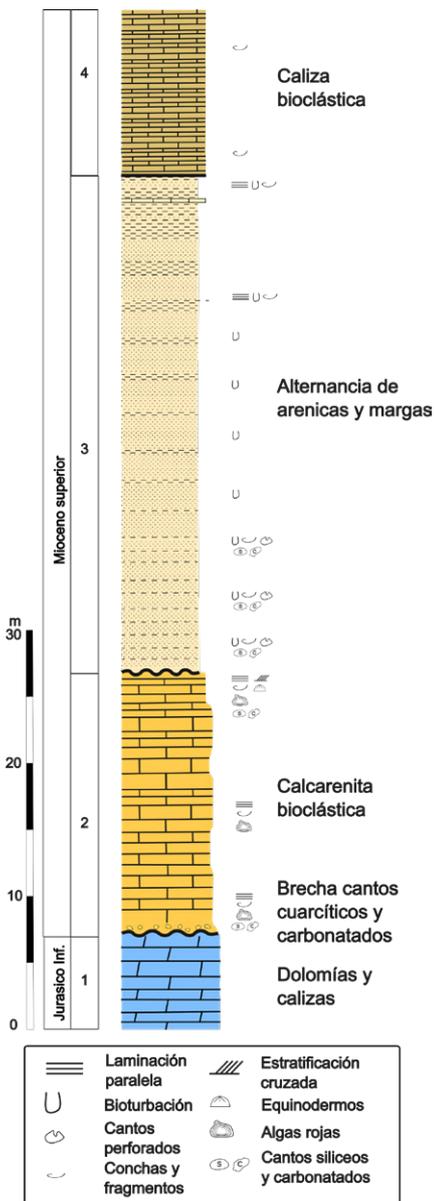


Fig. 2.- Columna estratigráfica de las diferentes unidades litoestratigráficas (1 a 4) presentes en el sector de Vianos. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Stratigraphical section of the different lithostratigraphic units (1 to 4) observed in the Vianos sector. See color figure in the web.

pendiendo del sector considerado. Está constituida por una alternancia de areniscas de naturaleza carbonatada y muy bien seleccionadas, con margas limosas laminadas. Las areniscas presentan laminación paralela y galerías de *Ophiomorpha*. En cuanto a la potencia de los niveles, las areniscas pueden llegar a mostrar bancos decimétricos a métricos, mientras que los niveles de margas limosas muestran potencias centimétricas. Se han observado restos de ostreídos y pectínidos. Hacia techo de la Unidad 3 los estratos margosos se hacen más potentes, llegando a alcanzar algunos metros de espesor, manteniendo los niveles de areniscas sus características.

Finalmente, la Unidad 4 es concordante con la unidad infrayacente y está constituida por calizas bioclásticas, en bancos decimétricos, con fragmentos de ostreídos y pectínidos.

Relaciones tectónica-sedimentación

La estructuración del área de estudio se desarrolla de SE a NW, durante el Tortonense (Platt *et al.*, 2003), mostrando elementos característicos de la parte

frontal de una cuña acrecional orogénica (Andrieux y Nebbad, 1996). La cartografía (Fig. 1) muestra en su mitad SE, la superposición de fallas inversas de bajo ángulo que desarrollan una estructura en escamas y haces imbricados que afectan tanto a las dolomías y calizas del Jurásico Inferior (Unidad 1) como a las calcarenitas bioclásticas del Tortonense (Unidad 2), formando lo que se puede considerar la zona frontal de la cuña. Hacia el NW, se encuentra la cuenca de antepaís propiamente dicha, donde las unidades 1 y 2 infrayacentes se mantienen subhorizontales y no se ven afectadas por las fallas inversas (Fig. 1). En este subsector la alternancia de areniscas y margas de la Unidad 3 muestra una relación de discordancia con las calcarenitas bioclásticas de la Unidad 2, y la Unidad 4 se deposita concordante sobre la Unidad 3.

El contacto entre las escamas imbricadas y la cuenca indeformada se resuelve localmente mediante un pliegue en rodilla vergente al norte, precedido de uno menor, en cuyo interior alberga una falla ciega amortiguada en la Unidad 2 (Figs. 1 y 3). El pliegue llega a constituir un paleorelieve y constituye el borde activo de la cuenca de antepaís, donde se depositan

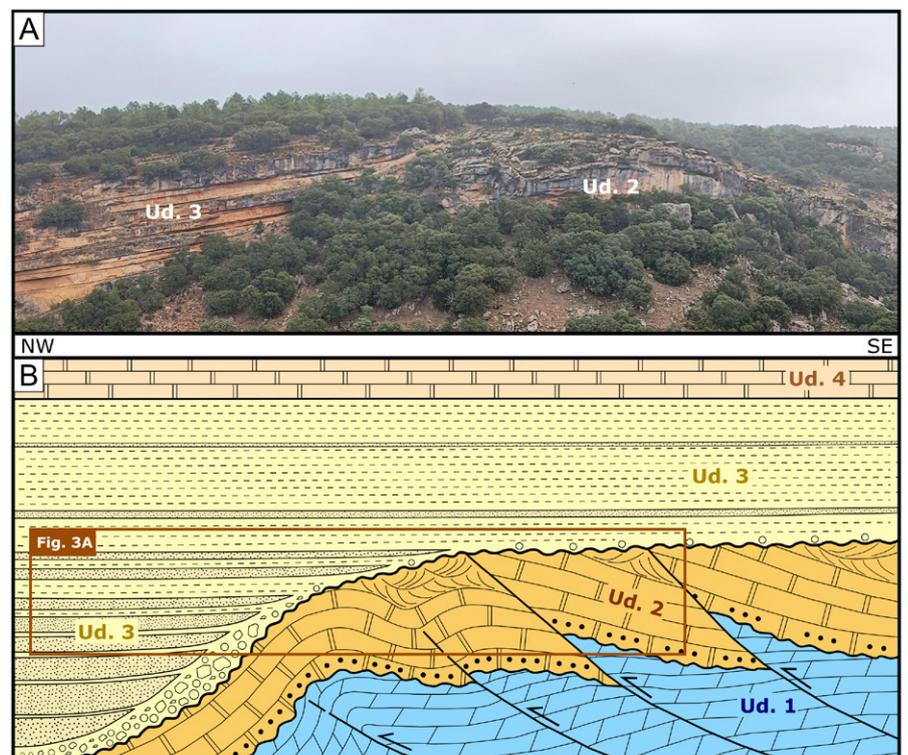


Fig. 3.- A. Panorámica de campo donde se observan las relaciones entre las unidades 2 y 3. B. Esquema interpretativo de las relaciones estratigráficas y estructurales entre las diferentes unidades presentes en la zona de estudio. Sin escala. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- A. Panoramic view of the units 2 and 3 and their relations. B. Sketch with the structural and stratigraphy relations between the different units observed in the study zone. Not to scale. See color figure in the web.

la alternancia de areniscas y margas, correspondientes a la Unidad 3. Se define así un dispositivo de solapamiento expansivo costero (*onlap*) de esta unidad sobre las unidades 1 y 2, que registra una transgresión marina hacia el sur (Fig. 3). La Unidad 3 llega a fosilizar algunas de las fallas inversas de bajo ángulo que se localizan en la zona frontal de la cuña sin que se haya observado en ningún caso rejuegos posteriores de estas fallas inversas.

Discusión y conclusiones

La zona de estudio representa un segmento del borde exterior del ACA (Fig. 1) donde se observa la deformación del prisma orogénico justo en el momento que éste detiene su avance. Los trabajos regionales indicaban que los sedimentos tortonienses estaban pellizcados (Calvo, 1985) y proponían que debía existir una discordancia intratortoniense (Rodríguez-Estrella, 1979) que no se llegaba a identificar fehacientemente. El presente trabajo describe esta discordancia de forma detallada, mostrando que la Unidad 3 se deposita horizontalmente, adaptándose a los paleorrelieves que formaban las unidades 1 y 2 deformadas e incipientemente erosionadas, mostrando un claro dispositivo en *onlap* costero en su parte más externa (Fig. 3).

El registro sedimentario de este hito indica que la Unidad 3 se deposita en un claro contexto transgresivo sobre las unidades 1 y 2, manteniéndose las condiciones de alto nivel hasta el depósito de la Unidad 4, que muestra ya una tendencia regresiva. El final del frente de cabalgamientos formaría un último depocentro de la cuenca miocena de antepaís, que habría ido desplazándose hacia el exterior al mismo tiempo que avanzaban los cabalgamientos, tal y como ha sido descrito en otros lugares del ACA (Meijninger y Vissers, 2007).

Nuevas dataciones en este sector a ambos lados de la discordancia establecerían el momento exacto en que la deformación ligada al cinturón de pliegues y cabalgamientos termina y da paso a unas condiciones tectónicas con predominio de los reajustes isostáticos. El depocentro descrito aquí, de orientación aproximada N045°E, podría ser considerado como otra posible vía de conexión entre las masas de agua atlánticas y mediterráneas junto con otras señaladas más al sur (Martín-Martín *et al.*, 2009; Braga *et al.*, 2010). En cualquier caso, este sería uno de los puntos con depósitos miocenos marinos más jóvenes en el sector septentrional del Prebético Externo.

Contribución de los autores

LTR, cartografía, adquisición de datos, figuras y borrador del manuscrito; MSG, estructura del trabajo, edición, revisión manuscrito; LAPV, investigación; DS, investigación; FPV, estructura del trabajo, figuras, revisión manuscrito.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto de Estudios Albacetenses mediante una ayuda a proyectos de investigación 2023 y por el proyecto del MICIN PID2020-114381GB-I00.

Referencias

- Álvaro, M. *et al.* (1975). Boletín Geológico y Minero, 86 (V): 467-477.
 Andrieux, J. y Nebbad, F. (1996). Geogaceta, 20(4): 810-812.
 Baena, J. y Jerez-Mir, L. (1982). Colección-Informe Instituto Geológico y Minero.
 Beets, C. y De Ruig, M. (1992). Sedimentary Geology, 78: 233-250.

- [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90022-J](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90022-J)
 Braga, J.C. *et al.* (2010). Sedimentary Geology 225: 19-33
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.01.003>
 Calvo, P. *et al.* (1978). Boletín Geológico y Minero, 89: 407-426.
 Calvo, P. (1985). El Mioceno marino en el área externa de la zona Prebética (Albacete). En *Hoja MAGNA 790 (Albacete)*. IGME, Madrid, 29p.
 Dabrio, C.J. *et al.* (1971). Cuadernos de Geología, Univ. de Granada (2): 31-40.
 Fernández Martínez, J. (1977). La sedimentación triásica en el borde SE de la meseta. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 330p.
 García-Hernández, M. *et al.* (1980). Geologie en Mijnbouw, 59(2): 155-168.
 Linares, L. y Rodríguez-Estrella, T. (1973). Boletín Geológico y Minero, 84(VI): 419-425.
 Mandeville, C.R.M. (1993) A structural study of an Arcuate Thrust Belt, southern Spain. Tesis Doctoral (Inédita). Univ. de Oxford.
 Martín-Martín, J.M. *et al.* (2009). Sedimentary Geology, 216: 80-90.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.01.005>
 Meijninger, B. y Vissers, R. (2007). Revista de la Sociedad Geológica de España, 20: 153-171.
 Pérez-Valera, F. *et al.* (2017). Tectonics, 36(6): 1006-1036.
<https://doi.org/10.1002/2016TC004414>
 Pérez-Valera, L.A. *et al.* (2022). Journal of Structural Geology 165, 104746.
<https://doi.org/10.1029/2001TC001321>
 Platt, J. *et al.* (2003). Tectonics, 22(3), 1017. doi:10.1029/2001TC001321
 Platt, J. *et al.* (2013). Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 41: 313-357.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951>
 Rodríguez-Estrella, T. (1979). Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (Albacete) Memoria IGME 97.