

Sobre el origen y edad de la depresión del Jiloca (Teruel, Cordillera Ibérica centro-oriental)

On the origin and age of the Jiloca depression (Teruel, central-eastern Iberian Chain)

José Luis Simón ⁽¹⁾, José Carlos Rubio ⁽²⁾ y M^a Asunción Soriano ⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. jsimon@unizar.es

⁽²⁾ Centro de Profesores y Recursos, Calamocha (Teruel). josecarubio@hotmail.com

⁽³⁾ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. asuncion@unizar.es

ABSTRACT

The relative role of extensional tectonics and erosional lowering in the evolution of the Jiloca depression has been debated. The classic notion of a Pliocene, NNW-SSE trending graben is discussed by a number of authors; they enhance the role of differential erosion, based on the supposed identification of either numerous nested Paleogene-Early Miocene pediplains, or suballuvial Plio-Quaternary karstic surfaces. Nevertheless, the geometry of the sedimentary infilling (up to 100 m thick, controlled by the NW-SE master faults) and the evidence of tectonic offset at the Calamocha and Concud faults (160-180 m and 250 m, respectively) supports its tectonic origin.

Key words: extensional tectonics, erosion surface, polje, Neogene, Quaternary.

Geogaceta, 48 (2010), 183-186
ISSN: 0213-683X

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2010
Fecha de revisión: 21 de abril de 2010
Fecha de aceptación: 28 de mayo de 2010

Introducción

El relieve inicial de la Cordillera Ibérica fue construido por la compresión alpina durante el Paleógeno. Algunos macizos asociados a grandes pliegues y cabalgamientos (Camerós, Moncayo, Sierra de Albarracín) son heredados de aquel periodo. Posteriormente, muchas morfoestructuras compresivas quedaron arrasadas por extensas superficies de erosión neógenas y, en el sector centrooriental, modificadas por la extensión neógeno-cuaternaria que originó las fosas de Teruel, Jiloca y Maestrat.

El papel relativo de todos estos procesos en el desarrollo del relieve es aún una cuestión controvertida. También lo es la discriminación entre el papel del encajamiento erosivo y de la tectónica vertical en la creación de los escalones morfológicos que separan las depresiones y los macizos (Gúdar-El Pobo, Sierra Palomera, Sierra de Albarracín). En la última década, esta controversia se ha puesto especialmente de manifiesto en la depresión del Jiloca. Nuestro propósito en este trabajo es aportar nuevos puntos de vista a esta discusión, basados en la convergencia de datos estructurales, geomorfológicos y estratigráficos, tanto de superficie como del subsuelo.

Marco estructural, sedimentario y geomorfológico: la visión 'clásica'

Las depresiones del Jiloca y Teruel (Fig. 1) son dos fosas tectónicas orientadas NNO-SSE y NNE-SSO, respectivamente, formadas bajo la extensión neógena ligada al *rifting* del Surco de Valencia y que cortan los pliegues NW-SE paleógenos de la Cordillera Ibérica (Simón, 1983). Aunque ambas cuencas registran sedimentación local en épocas previas, su hundimiento generalizado se produce al inicio del Mioceno superior, en el caso de la fosa de Teruel, y en el Plioceno superior, en el del Jiloca. Siguen así una pauta de propagación de la deformación extensional desde el eje del *rift*, donde la sedimentación se inicia en el Mioceno inferior, hacia el interior del continente (Capote *et al.*, 2002).

La cuenca de Teruel está rellena por una serie continental mio-pliocena de unos 400-500 m de espesor. El grueso de la misma corresponde a un sistema endorreico en el que se incluyen facies aluviales, llanuras lutíticas y carbonatos y evaporitas lacustres. A finales del Plioceno, bajo el influjo tanto de la actividad tectónica como de cambios climáticos, se pasa a condiciones exorreicas (Gutiérrez y Gracia, 1997), desarrollándose entonces una sedimentación aluvial que rebasa el espacio de la cuenca mio-pliocena y

se expande, con características homogéneas, por amplias zonas de la cordillera.

El relleno de la cuenca del Jiloca sólo muestra en superficie esos últimos depósitos aluviales del Plioceno final y Cuaternario. En ella, a diferencia de la de Teruel, el encajamiento fluvial es casi nulo y las condiciones endorreicas se han mantenido localmente hasta tiempos históricos (Laguna del Cañizar; Rubio *et al.*, 2007).

La formación de ambas cuencas parece responder a dos episodios extensionales distintos, separados por un periodo en el que predominan procesos erosivos que generan extensos aplanamientos. De acuerdo con los modelos geomorfológicos que fueron perfilándose en las últimas décadas del siglo XX, éstos pueden adscribirse bien a una única superficie (*Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica*, Peña *et al.*, 1984) o a dos distintas: S2, más extensa, y S3, encajada en la anterior en las zonas de borde de las depresiones (Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez y Gracia, 1997). Su edad se situaría entre el Mioceno final y el Plioceno medio, edad de los depósitos lacustres correlativos que culminan el relleno sedimentario de la cuenca de Teruel. Ambas superficies son posteriores a otra desarrollada en época tardi-orogénica (*Superficie Intramiocena* de Peña *et al.*, 1984; S1 de Gutiérrez y Gracia, 1997), y anteriores a los sistemas de glaciares de finales del Plioceno (glaciares villafranquenses).

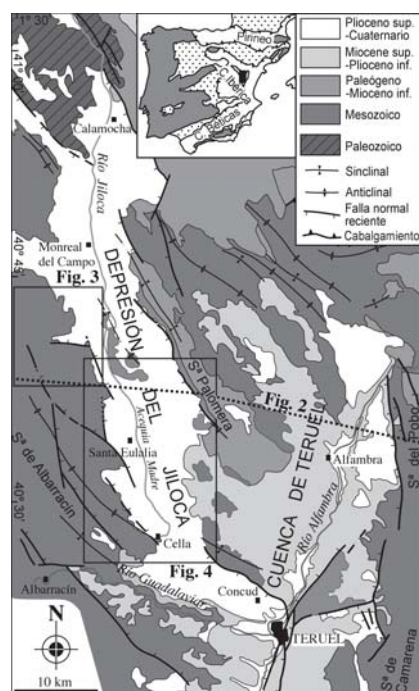


Fig. 1.- Situación del área de estudio.

Fig. 1.- Location of the study area.

La fosa del Jiloca tiene una dirección general NNO-SSE, condicionada por la orientación del campo de esfuerzos reciente (extensión ENE-WSW; Simón, 1989). Está limitada por tres grandes fallas de traza NO-SE dispuestas en relevo y situadas en su margen oriental: fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concud (Fig. 1). Los saltos verticales de estas fallas son de orden hectométrico. Para las de Calamocha (160-180 m) y Concud (250 m) se tiene un control preciso de los mismos gracias al marcador estratigráfico que proporcionan los carbonatos del Rusciniense (Rubio y Simón, 2007). En el caso de la falla de Sierra Palomera no se cuenta, desgraciadamente, con la misma información, aunque puede hacerse una estimación verosímil compatible con los dispositivos morfoestructurales y morfosedimentarios neógenos y con la estructura del Mesozoico. Así, en el bloque hundido de la semifosa del Alfambra (sector norte de la fosa de Teruel), la superficie de erosión-colmatación rusciniense se halla basculada en *roll-over*, y va ganado altura desde los 1060 m.s.n.m. de su punto más bajo hasta los 1480 m que alcanza en Sierra Palomera, para sufrir un nuevo hundimiento de 350-400 m en la falla que limita el sector central de la fosa del Jiloca (Fig. 2A).

Las propuestas alternativas

Varios trabajos publicados en la última década presentan interpretaciones alternativas al modelo evolutivo anterior. Tienen en

común el escaso papel que atribuyen a los movimientos tectónicos extensionales en la creación del relieve, frente a los procesos de encajamiento erosivo.

Para Cortés y Casas (2000) y Casas y Cortés (2002), las depresiones neógenas del Jiloca y Teruel son cubetas residuales localizadas en áreas sinclinales, en continuidad evolutiva con las cuencas paleógenas. Su topografía no es consecuencia de la subsidencia tectónica, sino del progresivo rebaje producido por episodios de encajamiento erosivo en respuesta al levantamiento orogénico. Según estos autores, los aplanamientos observados a diferentes alturas representan hasta siete superficies de erosión distintas, escalonadas y poco o nada deformadas, en lugar de los dos o tres niveles desplazados y basculados por la tectónica extensional neógena que habían sido postulados en los modelos evolutivos anteriores.

Gracia *et al.* (2003) reinterpretan la depresión del Jiloca como un *polje*, desarrollado durante el Plioceno final-Cuaternario en una semifosa activa. Aunque la subsidencia tectónica pudo controlar su ubicación y el inicio de su desarrollo, la depresión topográfica es considerada esencialmente una consecuencia de la disolución kárstica, que habría producido un rebaje de hasta 300 m y dejado un total de ocho niveles de corrosión encajados. Los escarpes topográficos del margen oriental, y en particular el de mayor envergadura (Sierra Palomera), se consideran esencialmente resultado de la erosión diferencial (Fig. 2B).

Ambos grupos de trabajos invocan una sucesión de episodios erosivos como factor responsable del dispositivo topográfico actual. Sin embargo, sus interpretaciones en cuanto a la naturaleza y edad de los procesos son muy diferentes. Un buen ejemplo son las cartografías y reconstrucciones evolutivas que proponen para la secuencia de superficies que se reconoce en el margen oeste de la depresión a la altura de Monreal del Campo, entre 1050 y 1300 m de altitud (Fig. 3). Dichas superficies son consideradas pedillanuras oligo-miocenas por Casas y Cortés (2002) (S4, S5 y S6 en su nomenclatura), mientras que Gracia *et al.* (2003) las interpretan como superficies de corrosión kárstica del Plioceno superior y Cuaternario (niveles A, B, C y D). Ambos modelos implican diferencias notables en cuanto a la evolución geológica y geomorfológica de la depresión: el primero supone que el rebaje erosivo ocurrió antes del relleno sedimentario neógeno de la vecina cuenca de Teruel (Mioceno superior-Plioceno inferior) y del que probablemente se produce en la del Jiloca; el segundo implica que las superficies de corrosión esca-

lonadas son posteriores a dichos rellenos y a las fallas que los afectan.

Ambas propuestas contrastan asimismo con el escenario morfotectónico «clásico». Según éste, los retazos mencionados al O de Monreal del Campo corresponden a superficies de erosión del Mioceno superior-Plioceno inferior: *Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica* (Peña *et al.*, 1984; superficie S2 de Gutiérrez y Gracia, 1997) y *Superficie de Borde de las Cuenas Neógenas* (S3 de Gutiérrez y Gracia, 1997). Los escalones morfológicos entre ellas se interpretan bien como pendientes de *inselbergs* locales, como escalones entre las superficies S2 y S3, o como escarpes de falla posteriores.

Otros trabajos proponen también cambios en la atribución cronológica de algunos de los niveles morfogenéticos, pero admitiendo el papel relevante de la tectónica extensional tardía en la construcción de relieve. Así, González y Guimerà (1998) consideran que en el Mioceno inferior toda la Cordillera Ibérica centro-oriental (Albaracín-Gúdar-Javalambre) constituía un macizo único a unos 2000 m de altitud, «*expresión topográfica del engrosamiento cortical producido por la compresión alpina*». Las estructuras extensionales tardías serían sólo estructuras negativas (depresiones) hundidas a partir de la superficie culminante de ese macizo.

El relleno sedimentario: los datos del subsuelo

Tanto Cortés y Casas (2000) como Gracia *et al.* (2003) enfatizan en sus descripciones el espesor «reducido» o incluso «insignificante» que tiene, a su juicio, el relleno sedimentario de la depresión del Jiloca. Éste es para ellos un argumento básico que demostraría el carácter erosivo de la depresión y refutaría el modelo de cuenca sedimentaria extensional. Esta apreciación se basa en la observación, muy limitada, que permiten los someros cortes naturales. Sin embargo, la información del subsuelo que proporcionan numerosos sondeos existentes para la captación de agua subterránea indica que dicho espesor ronda en algunas áreas el centenar de metros (Fig. 4; Rubio y Simón, 2007).

En el centro de la cuenca aparece una secuencia superior (hasta 80 m) formada por depósitos aluviales atribuibles al Plioceno superior, así como otros similares de edad pleistocena y, localmente, enclaves palustres pleistoceno-holocenos. Debajo aparece una unidad carbonatada de hasta 70 m, cuya fracción arenosa con-

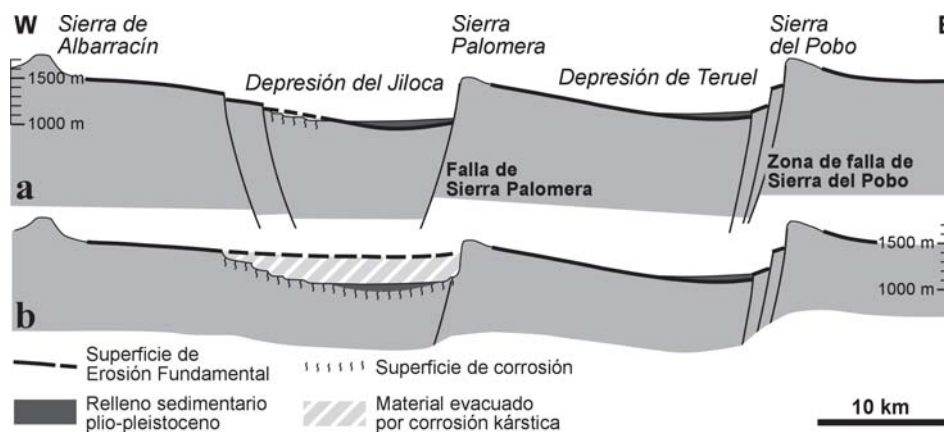


Fig. 2.- Dos modelos genéticos para la depresión del Jiloca. (a) Fosa tectónica asimétrica (Rubio y Simón, 2007). (b) Corrosión kárstica subaluvial (Gracia *et al.*, 2003). Escala vertical x7.

Fig. 2.- Two genetic models for the Jiloca depression. (a) Asymmetric graben (Rubio and Simón, 2007). (b) Suballuvial karstic corrosion (Gracia *et al.*, 2003). Vertical scale x7.

tiene microgasterópodos y fragmentos carbonosos propios de un medio palustre, correlacionada por Rubio y Simón (2007) con el Mio-Plioceno de la fosa de Teruel. La geometría y distribución de facies de estas unidades está en parte controlada por las fallas NO-SE que limitan la fosa (Fig. 4).

Discusión y conclusiones

Ninguna de las propuestas alternativas que niegan la relevancia de la tectónica extensional tardía presenta, a nuestro juicio, argumentos sólidos. En particular, ningún dato cronológico nuevo permite creer que las superficies de erosión cartografiadas en el entorno de la depresión del Jiloca, claves para reconstruir su evolución morfoestructural, sean

claramente más antiguas o más modernas que las edades admitidas previamente.

Casas y Cortés (2002) establecen su seriación de pedillanuras antiguas sobre criterios meramente altitudinales, asignando cada retazo a un nivel u otro con una precisión de pocas decenas de metros. Si tenemos en cuenta las evidencias irrevocables que existen en la región acerca de saltos de falla y basculamientos de orden hectométrico, que son con seguridad plio-cuaternarios y han debido afectar por tanto a esas superficies, dicha seriación resulta poco consistente.

El espesor y la litología del relleno sedimentario del Jiloca son compatibles con los de una cuenca extensional. Aunque modesta y limitada a su sector central, contiene una unidad carbonatada que representaría el relleno de una cubeta inci-

piente coetánea de las vecinas cuencas de Teruel y Calatayud, anterior al hundimiento general de la depresión en el Plioceno superior. El espesor de depósitos plio-cuaternarios es, por otra parte, comparable al de la fosa de Teruel.

La presencia de tal relleno hace poco verosímil la hipótesis de un rebaje generalizado por disolución kárstica propuesto por Gracia *et al.* (2003), que sería *grosso modo* coetáneo del relleno y sólo habría podido operar mediante corrosión subaluvial. Aunque los autores defienden tal mecanismo, no hay ninguna evidencia de que la zona epifreática controle la posición del contacto entre substrato soluble y cobertera aluvial, como sería de esperar en ese caso. Además, el desarrollo completo de la depresión exigiría unas tasas de disolución incompatibles con el marco

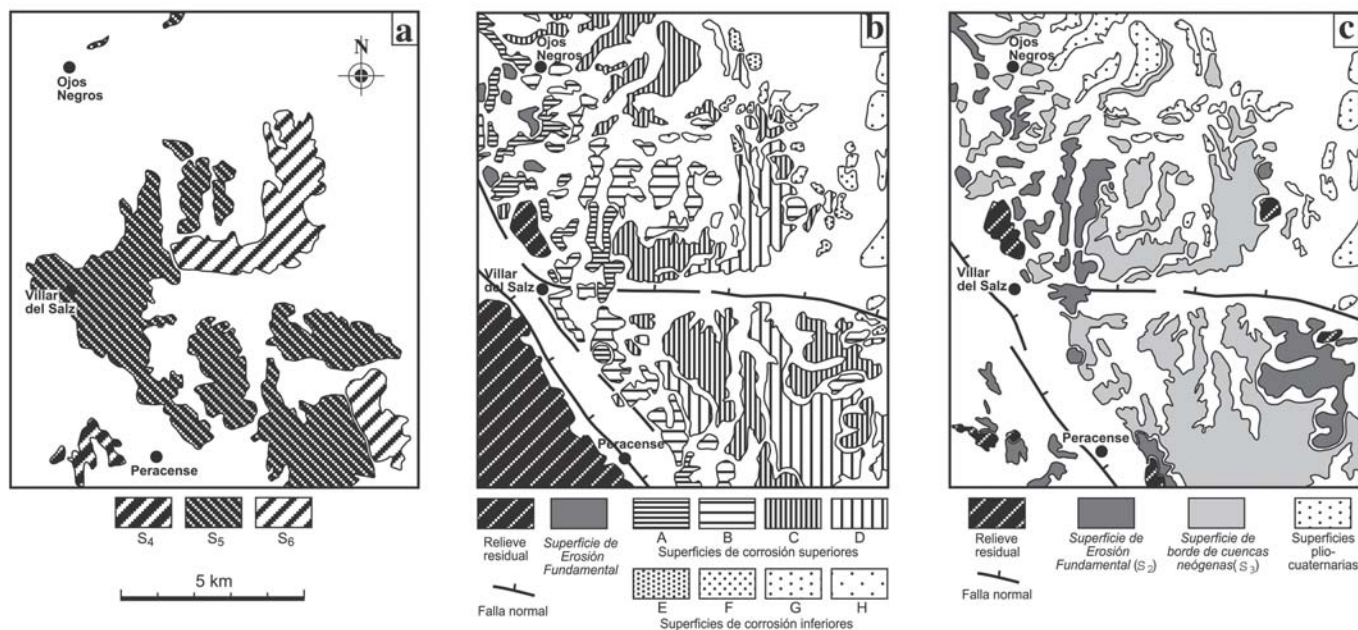


Fig. 3.- Diversas cartografías de superficies de erosión en el área al SW de Monreal del Campo, margen oeste de la depresión del Jiloca. (a) Según Casas y Cortés (2002). (b) Según Gracia *et al.* (2003) (c) Basada en los modelos 'clásicos', e.g. Peña *et al.* (1984) y Gutiérrez y Gracia (1997).

Fig. 3.- Diverse maps of erosion surfaces in the area to the SW of Monreal del Campo, western margin of the Jiloca depression. (a) After Casas and Cortés (2002). (b) After Gracia *et al.* (2003) (c) Based on the 'classic' models. e.g. Peña *et al.* (1984) and Gutiérrez and Gracia (1997).

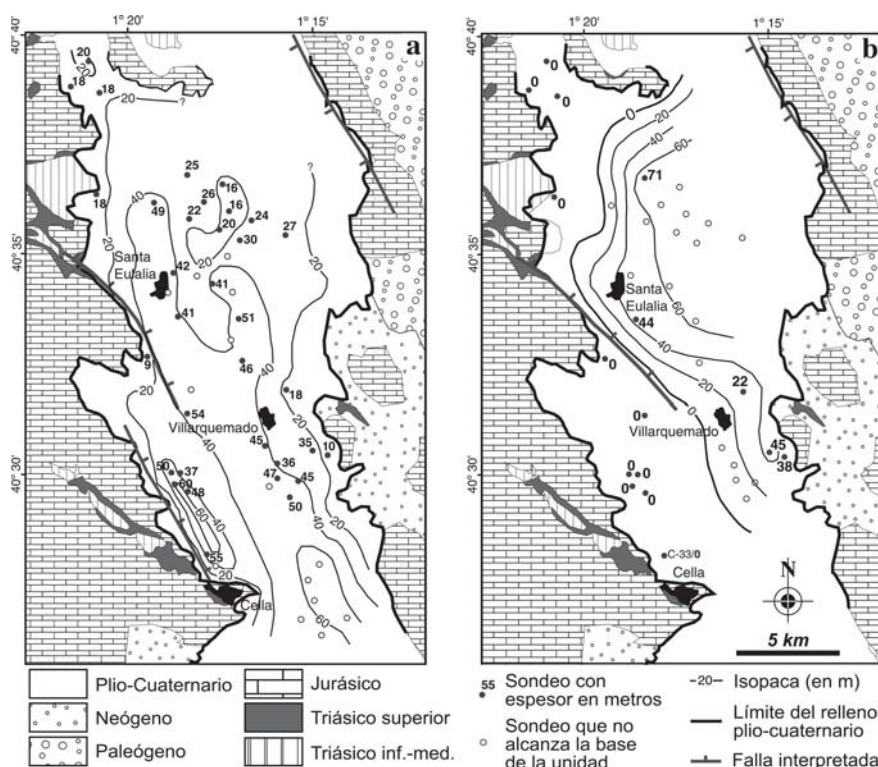


Fig. 4.- a) Mapa de isopacas del relleno aluvial plio-cuaternario en el sector central de la cuenca. b) Idem unidad carbonatada neógena (?) infrayacente. Modificado de Rubio y Simón (2007).

Fig. 4.- a) Isopach map of the Plio-Quaternary alluvial fill in the central sector of the basin. b) Idem underlying Neogene (?) carbonate unit. Modified from Rubio and Simón (2007).

geológico, hidrogeológico e hidroquímico en el que aquél habría tenido que operar (Rubio *et al.*, 2007).

En definitiva, la depresión del Jiloca es una fosa tectónica limitada por fallas neógeno-cuaternarias de saltos hectométricos, cuya dirección está controlada por el campo de esfuerzos reciente, y que corta las directrices de plegamiento de la Cadena Ibérica. La distribución de espesores y facies del relleno sedimentario es coherente con ese dispositivo de cuenca, mientras que encajan

difícilmente con la hipótesis del vaciado erosivo. No puede descartarse una pequeña contribución de la corrosión kárstica en época temprana, que habría podido producir un encajamiento asimétrico sobre el suave monoclin de *roll-over* asociado a la falla de Sierra Palomera (Fig. 2A). Sin embargo, la topografía de los frentes montañosos que la enmarcan es consecuencia esencialmente de la tectónica extensional neógeno-cuaternaria, y la de su fondo es esencialmente un rasgo de origen sedimentario.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2006-09670 y CGL2009-13390 del Ministerio de Ciencia e Innovación y FEDER.

Referencias

- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002). En: *Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). The Geological Society, London, 367-400.
- Casas, A.M. y Cortés, A.L. (2002). *Geomorphology*, 44, 19-46.
- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (2000). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 445-470.
- González, A. y Guimerà, J. (1998). *Geogaceta*, 24, 163-166.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (2003). *Geomorphology*, 52, 215-231.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, M. y Leránz, B. (1988). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 135-142.
- Gutiérrez, M. y Gracia, F. (1997). En: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation* (M. Widdowson, Ed.). Geological Society Spec. Publ. 120, 147-158.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. y Yetaño, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, 149 p.
- Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007). *Geological Magazine*, 144, 1-15.
- Rubio, J.C., Simón, J.L. y Soriano, M.A. (2007). *Hidrogeology Journal*, 15, 1565-1576.
- Simón, J.L. (1983). *Teruel*, 69, 21-97.
- Simón, J.L. (1989). *Journal of Structural Geology*, 11, 285-294.