

El registro tectónico y climático de una serie lacustre *synrift*: la Formación Villanueva de Huerva (Cretácico Inferior, subcuenca de Aguilón)

The tectonic and climatic record of a synrift lacustrine series: The Villanueva de Huerva Formation (Lower Cretaceous, Aguilón subbasin)

Ana R. Soria, Aránzazu Luzón, María J. Mayayo y Carlos L. Liesa*

Departamento de Ciencias de la Tierra-Instituto de Ciencias Ambientales (IUCA), Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain.
anasoria@unizar.es, aluzon@unizar.es, mayayo@unizar.es, carluis@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Villanueva de Huerva Formation in the Aguilón sub-basin (NE Spain) is a Valanginian-lower Hauterivian synrift unit that includes a cyclical interval with 88 lacustrine deepening-shallowing sequences controlled by the orbital precession cycle. The main component in the carbonate facies is dolomite. Textural features suggest a primary origin probably induced by microbial action in a brackish lacustrine system under arid conditions. There are numerous slump levels, and other soft sediment deformation structures, that are located preferentially in the thickest sedimentary cycles and have been related to the unstabilization of basin sediments, due to tilting in the rollover anticline linked to the discontinuous movement of the main fault.

Key-words: Lake, dolomite, deepening-shallowing cycles, slump structures, orbital forcing.

Geogaceta, 75 (2024), 23-26
<https://doi.org/10.55407/geogaceta100876>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

La Formación Villanueva de Huerva en la subcuenca de Aguilón (NE de España) es una unidad *synrift* Valanginiense-Hauteriviense inferior que incluye un intervalo cíclico con 88 secuencias de profundización-somerización lacustre controladas por el ciclo de precesión. Las facies carbonatadas tienen como componente mayoritario dolomita. Sus características texturales sugieren que es primaria, probablemente inducida por acción microbiana en un sistema lacustre salobre con cierta aridez. Existen numerosos niveles de **slump**, y otras estructuras de deformación, que se concentran en los ciclos sedimentarios más potentes y se han relacionado con la desestabilización del sedimento por basculación en el anticlinal de **rollover** ligado al movimiento discontinuo de la falla principal.

Palabras clave: Lago, dolomita, ciclos profundización-somerización, niveles de slump, forzamiento orbital.

Fecha de recepción: 10/07/2023
Fecha de revisión: 24/10/2023
Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Tectónica y clima se consideran factores de primer orden en el control tanto de la arquitectura del relleno sedimentario como de la distribución espacial y temporal de facies en cuencas sedimentarias continentales (Artoni *et al.*, 2007). En este contexto, los *riffts* intracontinentales son escenarios especialmente interesantes porque los sedimentos lacustres, comunes en estas cuencas, registran procesos climáticos y tectónicos simultáneos (De Wet *et al.*, 1998).

El objetivo de este trabajo es contribuir a comprender mejor el registro tectónico y climático en series lacustres generadas en contextos de *rift*. Para ello se estudia un intervalo cíclico en la Formación Villanueva de Huerva (subcuenca de Aguilón) en la que los ciclos sedimentarios elementales representan la señal climática del ciclo de precesión y dónde se identificaron ciclos más po-

tentes que se asociaban a una tectónica sinsedimentaria (Soria *et al.*, 2012). En este trabajo se realiza una caracterización petrográfica de las facies lacustres para refinar la interpretación sedimentológica de este sistema y se realiza un estudio de las estructuras tectónicas asociadas con el fin de diferenciar las principales fases de actividad tectónica de este intervalo.

Situación geológica

La subcuenca de Aguilón (Fig. 1) está situada en la Cuenca Ibérica Central (Soria *et al.*, 2000). Se formó durante la etapa de *rifting* del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, ligada a la apertura del Atlántico Norte y Tetis occidental (Martín-Chivelet *et al.*, 2019). La estructura mesozoica de esta subcuenca está definida por dos familias de fallas normales ortogonales, de dirección NW-SE y NE-SW, las cuales controlaron su geometría y el área de sedimentación,

así como la distribución de espesores y de facies sedimentarias (Soria 1997; Cortés *et al.*, 1999). Su registro sedimentario cretácico incluye dos formaciones (Villanueva de Huerva y Aguilón), constituidas por carbonatos lacustres y, en menor medida, por facies terrígenas aluviales distales (Soria, 1997; Ipas *et al.*, 2006) (Fig. 1). Estas unidades *synrift* están separadas de las unidades jurásicas por una discontinuidad sedimentaria, que se manifiesta como una discordancia angular y erosiva (Ipas *et al.*, 2006).

La Formación Villanueva de Huerva tiene en el depocentro de la cuenca un espesor de 200 m (Fig. 1). Su edad, basada en asociaciones de carófitas y ostrácos, tiene cierto rango de incertidumbre (Valanginiense-Hauteriviense inferior), aunque el predominio de *Atopochara trivolis ancora* sugiere una edad Hauteriviense como más probable (Soria *et al.*, 1995; Soria, 1997; Schudack y Schudack, 2009; Martín-Chivelet *et al.*, 2019).

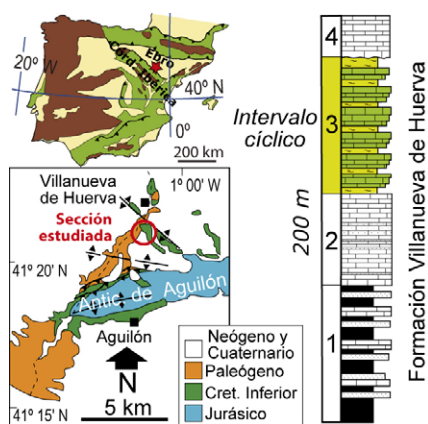


Fig. 1.- Situación geológica del estratotipo de la Formación Villanueva de Huerva en la sub-cuenca de Aguilón e Iberia y columna síntesis con los intervalos estratigráficos diferenciados (modificada de Soria et al., 2012).

Fig. 1.- Geological location of the stratotype section of the Villanueva de Huerva Formation in the Aguilón sub-basin and Iberia, and general section, with the stratigraphic intervals differentiated (modified from Soria et al., 2012).

Soria et al. (2012) diferencian en su estratotipo, localizado al sur de Villanueva de Huerva, cuatro intervalos estratigráficos (Fig. 1, 2A). El inferior (1) es heterolítico e incluye niveles de margas, calizas, areniscas y niveles conglomeráticos ocasionales de cantos blandos. El intervalo 2 es calcáreo con una estratificación gruesa. Continúa con un intervalo cíclico (3) constituido por sucesiones de margas, carbonatos laminados y carbonatos masivos, y termina con un segundo paquete de calizas masivas (intervalo 4). Este estudio se centra en el intervalo 3 en el cual hay evidencias de ciclicidad forzada climáticamente y de actividad tectónica sinsedimentaria.

Metodología

El intervalo estratigráfico cíclico, de 49 metros de potencia, ha sido estudiado mineralógica y petrologicamente. Se tomaron un total de 62 muestras que fueron estudiadas mediante microscopía óptica en lámina delgada, con tinción parcial con alizarina roja, para caracterizar sus texturas. Además, las muestras fueron estudiadas con un difractor de polvo Philips PW 1710 equipado con el software Xpoder (Martín, 2006) para determinar la composición mineralógica. Se utilizaron los valores de poder reflectante de Hillier (2000) y se midieron algunos parámetros cristaloquímicos. El grado de orden de la dolomita se evaluó mediante la razón de intensidades de las reflexiones 01.5 y 11.0 ($I_{01.5}/I_{11.0}$) (Supko et al., 1974) y su cristalinidad se estimó mediante la medida de la anchura a la mitad de la altura de la reflexión 10.4 ($FWHM_{10.4}$).

Además, se estudiaron diez muestras en microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM). En campo se midieron con brújula orientaciones de planos de estratificación y de líneas de charnela de los pliegues *slump* y otras estructuras de deformación sinsedimentaria, que posteriormente fueron analizadas en gabinete mediante el software Stereonet (Allmendinger et al., 2013).

El intervalo cíclico de la Formación Villanueva de Huerva

Descripción general

El intervalo cíclico tiene un espesor de 49 m y presenta 88 ciclos sedimentarios (Figs. 1 y 2A). Los ciclos tienen una potencia media de 55 cm (rango 20-183 cm), y están definidos por una sucesión vertical de facies tipo, constituida por margas, areniscas, carbonatos laminados (con frecuencia estromatolíticos), carbonatos masivos y carbonatos bioturbados y/o brechificados (Figs. 2B,C y 3A).

Los estudios petrologicos y mineralógicos revelan que las facies carbonatadas están constituidas tanto por calcita como por dolomita, siendo esta última el componente mayoritario (Fig. 4). Este hecho contrasta con la naturaleza de los carbonatos de los intervalos 2 y 4 de la unidad, que tienen la calcita como componente mayoritario.

Facies sedimentarias

Los ciclos sedimentarios están formados por sucesiones verticales incompletas

de 9 facies (Figs. 2B,C y 4), de base a techo: (a) conglomerados con cantos carbonatados y matriz arenosa, en niveles tabulares de espesor centimétrico; (b) areniscas calcáreas ocreas de grano fino a medio, en niveles cm-dm tabulares con laminación paralela, ripples y estratificación cruzada ocasional; (c) alternancia de lutitas y areniscas ocreas, en niveles cm-dm tabulares con laminación paralela y estratificación cruzada *hummocky*; (d) alternancia de margas masivas y areniscas ocreas, en niveles tabulares cm con laminación paralela; (e) margas grises masivas, en cuerpos cm-dm tabulares con escasos ostrácodos y carófitas; (f) alternancia de margas masivas y carbonatos, en estratos tabulares y ocasionalmente laminados con escasas intercalaciones tabulares cm de areniscas; (g) dolomías laminadas (Fig. 3A), en niveles decimétricos, tabulares a irregulares, con laminación paralela y ondulada; (h) dolomías, y ocasionalmente calizas, masivas, en estratos cm-dm tabulares, con textura *mudstone-wackestone* (ocasionalmente *packstone*) de ooides, ostrácodos e intraclastos; e (i) dolomías bioturbadas y/o brechificadas, que texturalmente se corresponden con las facies "g" y "h", pero modificadas por procesos de bioturbación por raíces, brechificación y nodulización.

Las facies laminadas dolomíticas son predominantemente estromatolíticas (Fig. 3A). En detalle, alternan láminas dolomíticas micríticas oscuras y microesparíticas claras que incluyen agregados esferoidales y vestigios de filamentos microbianos (Fig. 3B); con menos frecuencia, las laminas dolomíticas se corresponden con *pac-*



Fig. 2.- A. Aspecto de campo del intervalo cíclico de la Formación Villanueva de Huerva. B. y C. Detalle de secuencias sedimentarias tipo identificadas en este intervalo (escala, 10 cm).

Fig. 2.- A. Field view of the cyclic interval of the Villanueva de Huerva Formation. B and C: Detail of type sedimentary sequences identified in this interval (10 cm ruler for scale).

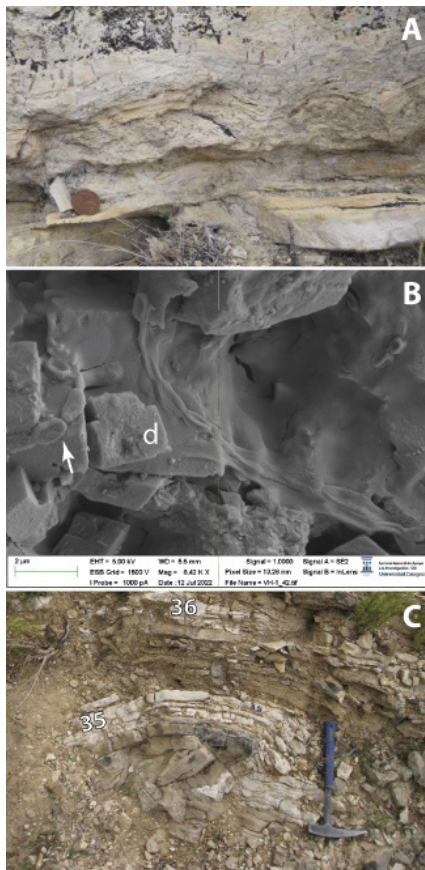


Fig. 3.- A. Detalle de las facies dolomíticas laminadas (g). B. Fotografía de FESEM de las formas microbianas (flecha) asociadas a las dolomías (d). C. Nivel de slump (vergenza NE) afectando a los ciclos 35 y 36.

Fig. 3.- A. Field view of the laminated dolomitic facies (g). B. FESEM microphotograph of the microbial forms (arrow) associated with the dolomites (d). C. NE-verging slump fold affecting cycles 35 and 36.

kstone-grainstone de peloides, intraclastos y ooides; están cubiertas por láminas micríticas-microesparíticas que también presentan filamentos microbianos.

En las facies carbonatadas domina en general la dolomita frente a calcita (Fig. 4). La dolomita aparece normalmente como micrita, mientras que la calcita es, con frecuencia, esparítica o microesparítica. Los estudios petrográficos y de FESEM indican, además, la presencia de óxidos de hierro y pseudomorfs de cristales lenticulares de yeso reemplazados por calcita, así como formas microbianas (Fig. 3B). El grado de orden de la dolomita ($I_{01,5}/I_{11,0}$) muestra una alta dispersión, variando de 0.264 a 0.911, si bien, la mayoría de los valores registrados se encuentra entre 0.45 y 0.50, por lo que se puede considerar que, en general, se trata de dolomitas bien ordenadas. Por otra parte, los valores del parámetro $FWHM_{10,4}$ con una media de 0.223 y moda entre 0.220 y 0.225, son propios de dolomitas con cristalinidad alta.

Tectónica sinsedimentaria

A lo largo del intervalo cíclico se han observado abundantes estructuras de deformación sinsedimentaria, fundamentalmente niveles de *slump* (Fig. 3C), pero también fallas normales e inversas, estructuras de escape de fluidos o laminación convolucionada (Fig. 4). Los niveles de *slump* pueden afectar a una o varias secuencias y se encuentran entre capas no deformadas. Localmente, se reconocen superficies erosivas que truncan los pliegues. Una vez restituida su orientación original, los pliegues *slump* tienen dirección NW-SE y vergencia hacia el NE.

Interpretación y discusión

A partir de la sucesión vertical de facies, los ciclos sedimentarios se interpretan como secuencias de profundización-somerización lacustre (Fig. 4), donde las facies a-e representan una profundización relativa del sistema lacustre asociada a un incremento en el suministro de agua al lago (Soria *et al.*, 2012). Las facies f-i representarían la etapa de somerización del sistema, con el predominio de la precipitación de carbonatos. Estos ciclos de profundización-somerización lacustre son forzados por la señal climática del ciclo orbital de precesión larga de la Tierra (22.1 ka) identificado por Soria *et al.* (2012) a partir del análisis cicloestratigráfico del Intervalo (Fig. 4), por lo que las variaciones en el nivel del lago que definen estas secuencias estuvieron controladas por cambios en el clima. El estudio mineralógico ha permitido reconocer que la mayor parte de las facies de calizas descritas por Soria *et al.* (2012) se corresponden con facies de dolomías (Fig. 4). El carácter micrítico de la dolomita y su asociación a formas microbianas sugiere una cristalización primaria inducida por la actividad microbiana en el sedimento más superficial, muy probablemente, en relación a la presencia de bacterias sulfatorreductoras. La falta de correlación entre los valores del grado de orden y la cristalinidad de la dolomita sugiere, siguiendo a Pina *et al.* (2020), que la dolomita no ha sufrido un proceso de recristalización significativo.

El dominio de facies dolomíticas en el intervalo cíclico, frente a facies calcáreas masivas de los intervalos inferior (2) y superior (4), sugiere que el intervalo cíclico representa, en general, un periodo de mayor aridez relativa, en el que la con-

tribución de las aguas carbonatadas superficiales al sistema lacustre sería menor. Durante los periodos de precipitación de dolomía, el sistema lacustre sería salobre y con alto contenido en Mg (Fig. 4). Las unidades del Jurásico Superior, que aflorarían en los márgenes de la cuenca, son esencialmente calizas, por lo que el aporte de Mg procedería de aguas subterráneas, que tras el lavado de unidades dolomíticas del Triásico y Jurásico Inferior ascenderían al sistema lacustre a través del sistema de fallas sinsedimentarias que controlaron esta cuenca extensional.

Existen varios intervalos con un aumento importante de la potencia de los ciclos (bandas amarillas; Fig. 4). Estos intervalos no se registran de forma periódica y se han interpretado como episodios eventuales de mayor creación de espacio de acomodación en relación con la actividad tectónica extensional y paleosísmica asociada, como también sugiere su correlación con los intervalos donde se concentran estructuras de deformación sinsedimentaria (bandas rosas, Fig. 4). Con frecuencia, el desarrollo de estructuras de deformación antecede, y se superpone, a los intervalos con secuencias de mayor espesor.

El importante desarrollo de niveles de *slump* en la serie sugiere una frecuente desestabilización de los sedimentos del fondo del lago. La orientación (NW-SE) y vergencia general (NE) de los pliegues *slump* fue probablemente el resultado de etapas de basculamiento hacia el NE de estos sedimentos. La posición de la serie estudiada en el anticlinal de *rollover* desarrollado en el bloque superior de la falla normal principal que definió el borde noreste de la subcuenca (Soria, 1997) sugiere que este basculamiento pudo estar asociado con el desarrollo y evolución de dicha estructura. Dicho desarrollo no fue progresivo si no que se produjo de manera discontinua, si se consideran los cambios de espesor de los ciclos y el desarrollo correlativo de las estructuras de deformación.

Conclusiones

El intervalo cíclico de la Fm. Villanueva de Huerva está caracterizado por secuencias de profundización-somerización lacustre controladas por el ciclo de precesión. La precipitación de dolomita en el sistema lacustre sugiere un ambiente salobre, con aporte de magnesio por aguas subterráneas, a través de fallas. Los pulsos de actividad tectónica sinse-

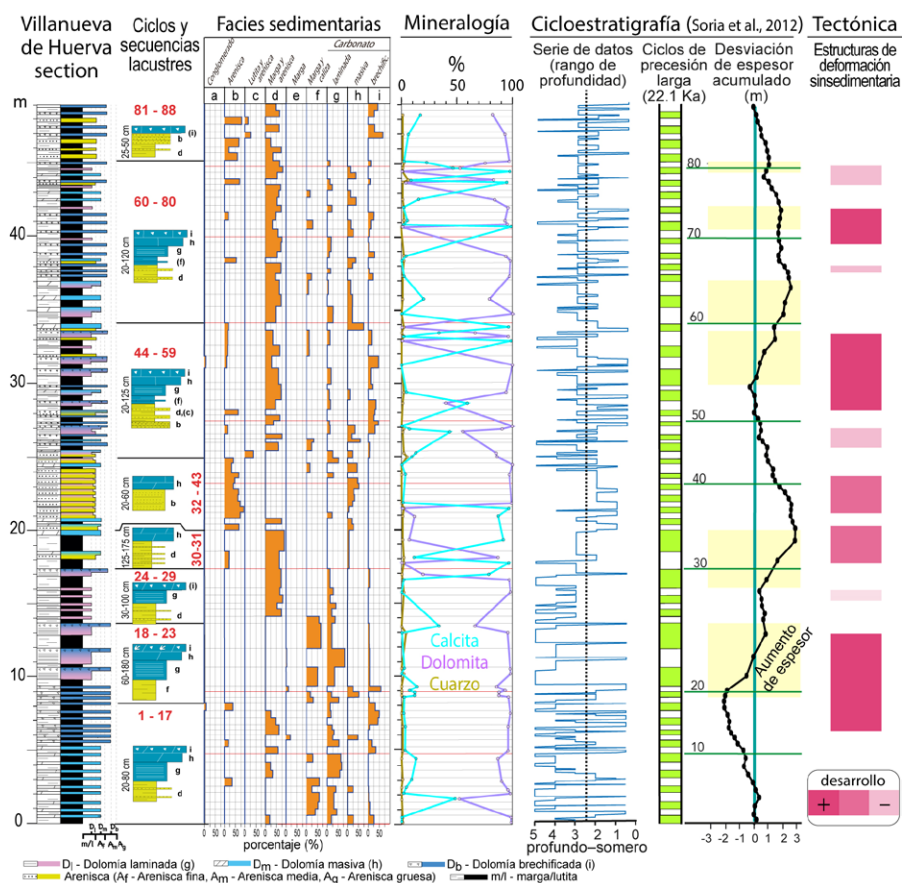


Fig. 4.- El intervalo cíclico de la Fm. Villanueva de Huerva: sección estratigráfica y secuencias lacustres características, facies sedimentarias identificadas (en % para cada ciclo), mineralogía (calcita, dolomita y cuarzo) por difracción de rayos X, estudio cicloestratigráfico de Soria et al. (2012) con la serie temporal de variaciones de profundidad de las facies de las secuencias (ciclos) lacustres, los 88 ciclos de precesión larga (22,1 ka) distinguidos y el gráfico de desviaciones de espesor acumuladas (en m), con respecto al espesor medio (55 cm), de los ciclos (según Schwarzacher, 2005) (en amarillo, periodos con aumento de espesor), y distribución y desarrollo de estructuras de deformación sinsedimentaria. Ver figura a color en la web.
 Fig. 4. The cyclical interval of the Villanueva de Huerva Fm.: stratigraphic log and characteristic lacustrine sequences, sedimentary facies identified (in % for each cycle), mineralogy (calcite, dolomite and quartz) by X-ray diffraction, the cyclostratigraphic study by Soria et al. (2012) of the time series built from depth variations of the facies of the lacustrine sequences (cycles), the 88 distinguished long precession cycles (22.1 ka), and the graph with the accumulated thickness deviations (in m) with respect to the average thickness (55 cm) of the cycles (according to Schwarzacher, 2005) (in yellow, periods with thickness increase), and stratigraphic distribution and development of syndepositional deformation structures. See color figure in the web.

dimentaria tuvieron lugar de manera discontinua y no periódica siendo responsables de la generación de mayor espacio de acomodación (ciclos con mayor espesor) en algunos momentos, y del basculamiento local y desestabilización de los sedimentos del lago con el desarrollo de numerosos niveles de slump.

Contribución de los autores

A.R. Soria: estructura del trabajo, adquisición de datos, figuras, edición, investigación/análisis, coordinación, supervisión. **A. Luzón:** adquisición de datos, edición, revisión del manuscrito, investigación/análisis. **M.J. Mayayo:** metodología, adquisición de datos, investigación/análisis. **C. Liesa:** estructura

del trabajo, metodología, adquisición de datos, figuras, redacción y revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación, financiación.

Agradecimientos

Los autores agradecen la colaboración del Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI, Universidad de Zaragoza. Nos gustaría también dar las gracias al editor Alberto Pérez y a Alberto Sáez y un revisor anónimo por las correcciones y comentarios aportados. El presente trabajo ha sido financiado por la Agencia Estatal de Investigación (AEI/10.13039/501100011033) del Gobierno de España (proyecto PID2019-108705-GB-I00) y el Gobierno de Aragón (grupo

E32_23R- *GEOtransfer. Investigación Geológica para la Ciencia y la Sociedad.*

Referencias

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C. y Fisher, D. (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge Univ. Press, UK, 289 p.
- Artori, A., Rizzini, F., Roveri, M., Gennari, R., Manzi, V., Papani, G. y Bernini, M. (2007). En: *Thrust belts and foreland basins—from fold kinematics to hydrocarbon systems. Frontiers in Earth Sciences* (O. Lacombe, J. Lavé, F. Roure y J. Vergés, Eds). Springer, Berlin, 431-456.
- Cortés, A.L., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (1999). *Geodinamica Acta* 12, 113-132. <https://doi.org/ffq5v7>
- De Wet, C.B., Yocum, D.A. y Mora, C. (1998). En: *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks* (G. Kocurek, Ed.). SEPM Special Publ. 59, 191-209.
- Hillier, S. (2000). *Clay Minerals* 35, 291-302.
- Ipas, J., Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I., Liesa, C., Mas, J.R. y Soria, A.R. (2006). *Geogaceta* 41, 111-114.
- Martín, J.D. (2006). *Macla* 4/5, 35- 44.
- Martín-Chivelet, J. y 46 autores más (2019). En: *The geology of Iberia: a geodynamic approach* (C. Quesada y J.T. Oliveira, Eds.), Regional Geology Reviews. Springer, Cham., p. 169-249. <https://doi.org/mx3w>
- Pina, C.M., Pimentel, C. y Crespo, A. (2020). *Chemical Geology* 547, 119667. <https://doi.org/gqdwv>
- Schudack, U. y Schudack, M. (2009). *Journal Iberian Geology* 35, 141-168.
- Schwarzacher, W. (2005). *Sedimentary Geology* 181, 93-106. <https://doi.org/bbm97>
- Soria, A.R. (1997). *La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.
- Soria, A.R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Meléndez, M.N. y Aurell, M. (1995). *Estudios Geológicos* 51, 141-152.
- Soria, A.R., Meléndez, A., Aurell, M., Liesa, C.L., Meléndez, M.N. y Gómez-Fernández, J.C. (2000). En: *Lake basins through space and time* (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). AAPG Studies in Geology 46, 257-262.
- Soria, A.R., Muñoz, A., Liesa, C.L., Luzón, A., Meléndez, A. y Meléndez, N. (2012). *Terra Nova* 24, 407-416. <https://doi.org/kg5v>
- Supko, P.R., Stoffers, P. y Coplen, T.B. (1974). En: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (R.B. Whitmars, O.E. Weser y D.A. Ross, Eds.). U.S. Government Printing Office, Washington, 23, 867-878.