

CAMBIOS AMBIENTALES Y VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN EL CRETÁCICO SUPERIOR DEL PREBÉTICO EXTERNO DE ALBACETE (CHINCHILLA DE MONTEARAGÓN)

ENVIRONMENTAL CHANGES AND SEA LEVEL VARIATIONS IN THE UPPER CRETACEOUS OF THE EXTERNAL PREBETIC OF ALBACETE (CHINCHILLA DE MONTEARAGÓN)

Matías REOLID^{1,2,}*

Mario SÁNCHEZ-GÓMEZ^{1,2}

David SANZ³

Recibido: 2 de mayo de 2024

Aprobado: 25 de septiembre de 2024

Cómo citar este artículo:

Reolid, M, Sánchez-Gómez, M. y Sanz, D. (2024). Cambios ambientales y variaciones del nivel del mar en el Cretácico Superior del Prebético Externo de Albacete (Chinchilla de Montearagón). *Sabuco*, 18: 5-22. http://doi.org/10.37927/sabuco.18_1

RESUMEN

Las rocas sedimentarias del Cenomaniense (Cretácico Superior) del Prebético Externo (Cordillera Bética) en el área de la Sierra de Montearagón-Carcelén (provincia de Albacete, SE España) registran la transgresión marina con inundación de ambientes continentales (arenas de facies Utrillas), y la instalación de una plataforma carbonatada somera. La superficie transgresiva aparece densamente colonizada por estructuras producidas por formas infaunales que se registran como ichnofacies de Glossifungites (ichnogéneros *Gastrochaenolites* y *Glossifungites*) que indican una parada en la sedimentación, erosión y posterior colonización de un sustrato endurecido tipo firmground. Los primeros depósitos fueron una barra de calcarenitas de entre 2 y 11 m de espesor, con megaestratificación cruzada que indica condiciones de alta energía en un ambiente de plataforma carbonatada poco profunda. El registro de la ichnofacies de Rosselia (ichnogéneros *Rosselia* y *Ophiomorpha*) confirma la existencia de un fondo arenoso inestable bajo condiciones de alta energía durante el depósito de la barra calcarenítica. La sucesión estratigráfica continua con una serie car-

1 Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas sn, 23071 Jaén.

2 CEACTEMA, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas sn, 23071 Jaén.

3 Departamento de Geología e Ingeniería de Minas, Universidad Castilla-La Mancha, Escuela Politécnica de Cuenca, Pozuelo SN, 16071 Cuenca.

* Dirección para correspondencia: mreolid@ujaen.es

bonatada dispuesta en secuencias deposicionales constituidas a la base por calizas margosas laminadas de ambiente subtidal a las que siguen calizas con densos entramados de rizolitos formados en ambientes intermareales con desarrollo de manglares. Estas secuencias de somerización se ven interrumpidas localmente por niveles con acumulaciones densas de conchas desarticuladas de bivalvos relacionadas con episodios de alta energía. Estos materiales coinciden con una excursión negativa del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que podría indicar una perturbación climática. Las sucesivas secuencias sedimentarias de somerización se repitieron gracias a la subsidencia de este área que constituyó un depocentro controlado tectónicamente con mayor subsidencia en el sector sur de la Sierra de Montearagón-Carcelén. La subsidencia diferencial, evidenciada por el incremento de espesor de los materiales hacia el sur del área de estudio, indica la actividad de fallas lítricas que controlaron el basculamiento de la cuenca. Este es el primer estudio detallado de la transgresión cenomaniense en el Prebético Externo y el primer registro del desarrollo de manglares de extensión kilométrica en esta área próxima a las áreas emergidas del sureste de Iberia.

Palabras clave: microfacies, icnología, icnofacies de *Glossifungites*, secuencias deposicionales, Cenomaniense.

ABSTRACT

The Cenomanian sedimentary rocks of the External Prebetic (Betic Cordillera) in the area of Sierra de Montearagón-Carcelén (SE Spain) record the transgression and flooding of the continental environments and the subsequent development of an inner, shallow carbonate platform. The transgressive surface is densely colonized by infaunal trace makers of *Glossifungites* ichnofacies (*Gastrochaenolites* and *Glossifungites*) that indicate sediment starvation and erosion as well as colonization of a firmground. The first deposits were a thick calcarenitic bar (2 to 11 m) with megacross-bedding pointing to high energy environment in a shallow carbonate platform. The record of *Rosselia* ichnofacies (*Rosselia* and *Ophiomorpha*) confirms an unstable sandy bottom under high energy conditions. The overlying stratigraphic succession is characterized by subtidal laminated marly limestones and intertidal limestones with rizoliths interpreted as a mangrove swamp environment. These facies are organized in shallowing-upwards sedimentary sequences. An episodic high energy event is represented by bivalve-rich limestones representing shells lags of disarticulated valves. This facies could be related to a climatic perturbation evidenced by a negative excursion of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. The successive shallowing-upwards sedimentary sequences persisted thanks

to subsidence related to the tectonic-controlled depocenters located in the south of the basin (listric faults). This is the first report of the Cenomanian transgression in this sector of the External Prebetic and the first record of the very extended mangrove swamp that developed close to the emerged land.

Keywords: microfacies, ichnology, Glossifungites ichnofacies, sedimentary sequences, Cenomanian.

1. INTRODUCCIÓN

Los ecosistemas marinos, principalmente aquellos ubicados en zonas costeras, se ven actualmente en peligro debido al cambio climático y la consecuente subida del nivel del mar aparejada al ascenso de las temperaturas. Por este motivo, existe un creciente interés en la sociedad por los cambios ambientales que puedan ocurrir en un futuro próximo, lo que justifica el interés por el estudio de los cambios ambientales que ocurrieron en el pasado, que se encuentran registrados en las rocas sedimentarias.

El Cenomaniense superior (Cretácico superior, hace entre 110,5 y 93,9 Ma según Cohen *et al.*, 2013), fue un intervalo caracterizado por una perturbación del ciclo del carbono (Schlanger *et al.*, 1987; Kuypers *et al.*, 2002; Erba, 2004; Jarvis *et al.*, 2011; Pogge von Strandmann *et al.*, 2013) que conllevó importantes cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos que desembocaron en un evento de calentamiento global (Huber *et al.*, 2002; Norris *et al.*, 2002; Bornemann *et al.*, 2008; Tsandev y Slomp, 2009; Monteiro *et al.*, 2012; Pogge von Strandmann *et al.*, 2013; Aguado *et al.*, 2016). Asociado con estos cambios ambientales se produjo un evento de anoxia en el fondo oceánico que se extendió por la mayor parte de los mares cretácicos (Jarvis *et al.*, 1988; Sarmiento *et al.*, 1988; Erbacher *et al.*, 2001; Handoh y Lenton, 2003; Scopelliti *et al.*, 2004; Tsandev y Slomp, 2009; Reolid *et al.*, 2015; Aguado *et al.*, 2016), incluido el Mar del Tethys en su paleomargen del sur de Iberia (Reolid *et al.*, 2016; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2020). En este paleomargen, representado actualmente por los materiales que constituyen las Zonas Externas de la Cordillera Bética, se han identificado materiales ricos en materia orgánica típicos de este evento anóxico (Sánchez-Quiñón *et al.*, 2010; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2009, 2020; Reolid *et al.*, 2016). Sin embargo, la mayor parte de los trabajos que analizan este evento se centran en facies de ambientes distales, mientras que en áreas que representan ambientes cercanos a la costa, como es el caso de Chinchilla de Montearagón, los estudios son realmente escasos (Arias *et al.*, 1979, 1982).

El estudio de los materiales de la sierra de Montearagón-Carcelén ayudará a conocer como fue el impacto de estos cambios ambientales en áreas

poco profundas cercanas a la costa, en las que no existen depósitos anóxicos, pero que, en cambio, dada la poca profundidad, debieron traducirse en modificaciones sustanciales en la sedimentación y la posición de la línea de costa. Algo que en la actualidad tiene un gran interés dado que este tipo de variaciones del nivel del mar, ligadas al cambio climático, tienen un gran impacto económico y social.

Así, el objetivo de este trabajo es (1) la caracterización e interpretación de la inundación marina que acontece en el Cenomaniense (Cretácico superior) y que queda registrada en el área de Chinchilla de Montearagón por el paso de depósitos fluvio-deltaicos a depósitos marinos de plataforma, y (2) el estudio de la evolución de esta plataforma marina y sus subambientes como reflejo de las fluctuaciones climáticas y del nivel del mar.

1.1. Contexto geológico

Este trabajo se ha centrado en el estudio de los materiales carbonatados de la sierra de Chinchilla de Montearagón-Carcelén (fig. 1), localizada al este de la ciudad de Albacete. Desde el punto de vista geológico, el área objeto de estudio se ubica en el Prebético Externo, parte más septentrional de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. El Paleomargen Sudibérico, representado por las Zonas Externas de la Cordillera Bética, evolucionó durante el Mesozoico como un margen transtensivo, en el que la sedimentación estuvo controlada por factores eustáticos, tectónicos, sedimentarios y climáticos. Las etapas de fragmentación a lo largo del Jurásico y Cretácico, junto con los cambios regionales del nivel del mar y los cambios en la velocidad de sedimentación, dieron lugar a discontinuidades estratigráficas mayores, que han quedado registradas en las series estratigráficas de los márgenes del extremo occidental del Tethys. La historia cretácica del Prebético Externo corresponde a la evolución de un paleomargen con ambientes someros e incluso continentales.

El Prebético Externo en el área de Chinchilla de Montearagón (fig. 2), está compuesto por una sucesión estratigráfica de aproximadamente 240 m. El Cretácico inferior, que aflora mejor hacia sectores meridionales donde existe un mayor espesor y una menor incidencia de las lagunas estratigráficas, se inicia con unos 20 m de arcillas y arenas versicolores con calcarenitas pisolíticas con algas que indican un ambiente continental durante el Barremiense temprano. Estos materiales son discordantes sobre las calizas jurásicas (kimmeridgienses).

Sobre estos materiales se encuentran, fundamentalmente en el área de Chinchilla de Montearagón, unas calizas con carofitas de hasta 80 m de espesor que se acuñan rápidamente hacia el este. Estos materiales indican ambientes salobres para el Barremiense medio y tardío.

A continuación, se encuentran unos 65 m de arenas y dolomías arenosas con laminaciones tractivas y restos fósiles que indican un ambiente marino muy poco profundo de edad Aptiense.

Seguidamente, aparece un intervalo de lutitas rojas (arcillas versicolores) al que siguen un centenar de metros de arenas con estratificación cruzada identificadas como facies Utrillas, que incluyen desde el Aptiense terminal al Cenomaniense inferior (IGME, 1981) y que representan ambientes fluvio-deltaicos (fig. 3).

A continuación, se encuentra una serie carbonatada (aprox. 70 m) de facies de plataforma somera compuesta por calcarenitas con estratificaciones cruzadas, con niveles fosilíferos de acumulaciones de bivalvos y bancos compuestos por densos entramados de rizolitos. Estos depósitos son fundamentalmente del Cenomaniense superior y son el objeto de estudio de este trabajo. El objetivo de este estudio es el análisis del tránsito entre los materiales fluviales de las facies Utrillas a las facies marinas durante el Cenomaniense inferior-medio, así como determinar los distintos tipos de facies marino someras que se desarrollaron con la instalación de la plataforma marina como respuesta a los cambios del nivel del mar.

Se han estudiado cinco secciones (fig. 1): Castillo (38°55'15"N, 1°43'45"W), Fuente de la Raya (38°55'27"N, 1°43'02"W), El Tejar (38°55'53"N, 1°43'02"W), El Morrón (38°56'16"N, 1°42'58"W) y Mirador Banderas (38°56'3"N, 1°40'45"W).



Figura 1. Localización de las secciones estratigráficas estudiadas. 1 Castillo, 2 Fuente de la Raya, 3 El Tejar, 4 El Morrón, 5 Mirador.

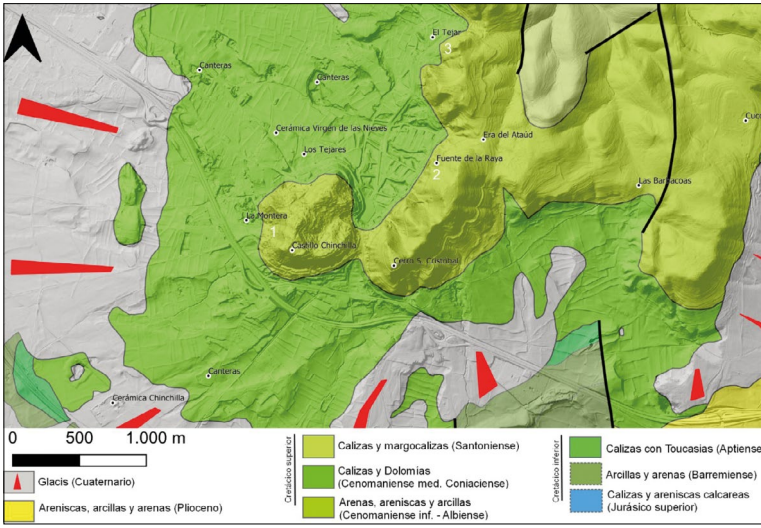


Figura 2. Mapa geológico esquemático de la zona de estudio (modificado de Sanz *et al.*, 2022). En este mapa del área más próxima a Chinchilla de Montearagón se indican los afloramientos de Castillo (1), Fuente de la Raya (2) y El Tejar (3).

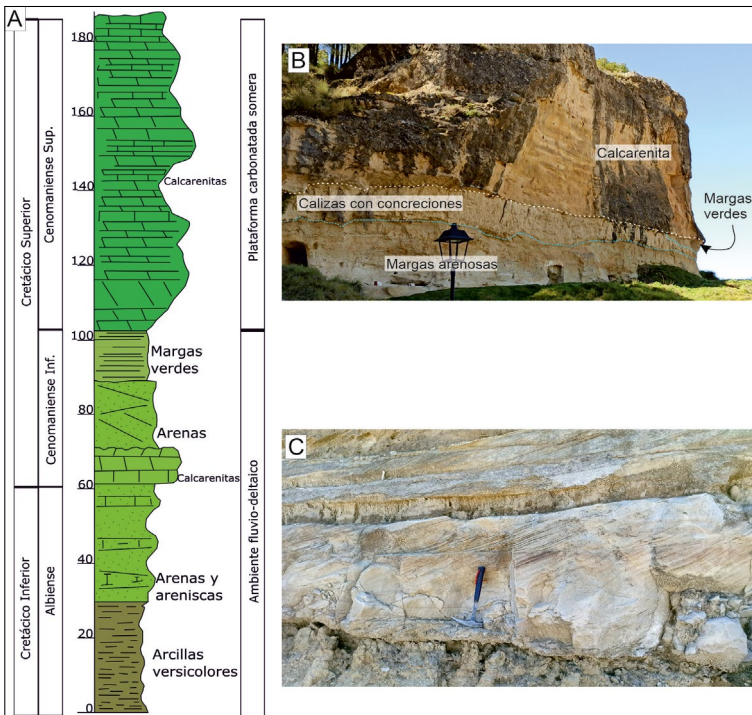


Figura 3. Columna estratigráfica general del Cretácico de Chinchilla de Montearagón y ejemplos de las arenas de facies Utrillas (imagen inferior) y las calizas estudiadas en este trabajo (foto superior). Los materiales estudiados en este trabajo son los que aparecen sobre las margas verdes.

2. MÉTODOS

El trabajo ha consistido en el levantamiento de una columna estratigráfica de detalle al pie del castillo de Chinchilla con un estudio minucioso estrato-a-estrato resultando en un total de 68 m de espesor con la correspondiente medida de la estratificación, descripción de estructuras sedimentarias y rasgos icnológicos, así como la toma de muestras. Se han levantado otras cuatro secciones hacia el norte y oeste centradas básicamente en el tramo inferior de la sucesión sedimentaria (Fuente de la Raya, El Tejar, El Morrón, y Mirador Banderas). Estas series han resultado complementarias para observar cambios laterales de facies y espesores de los sedimentos. En el propio afloramiento se ha prestado especial atención a las superficies de discontinuidad, así como a los materiales que limitan en el propio afloramiento, con la descripción de estructuras sedimentarias tales como estratificaciones y laminaciones cruzadas, superficies erosivas, paleosuelos, y trazas fósiles como bioturbaciones y perforaciones. Sobre estas últimas se ha realizado un minucioso análisis icnológico.

Se han preparado un total de 40 láminas delgadas para el estudio de microfacies en el microscopio petrográfico, permitiendo la clasificación textural de las rocas. Además, se han preparado dos secciones pulidas para la observación de aspectos texturales.

Dada la monotonía de los materiales tanto a nivel de facies en el afloramiento, como de microfacies, el análisis geoquímico se ha centrado en el estudio isotópico de la sección estratigráfica levantada en la ladera oeste del Castillo de Chinchilla. El estudio isotópico ha consistido en el análisis del $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ de 44 muestras. Para este estudio, la muestra se hizo reaccionar de forma automatizada tras un calentamiento a 73°C en un dispositivo (Kiel Carbonate Device III) acoplado directamente a la entrada de un espectrómetro de masas con relación de gases Thermo Fisher MAT-252 del Centro Científico Tecnológico de la Universidad de Barcelona. Las relaciones isotópicas se han descrito en notación por mil (‰) respecto al estándar de referencia Viena Pee Dee Belemnite (VPDB). Los valores fueron calibrados utilizando el estándar internacional NBS-18 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -5,10\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -23,20\text{‰}$) y el estándar interno del laboratorio RC-1 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = +2,83\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -2,08\text{‰}$), trazable al estándar internacional NBS-19. La precisión analítica fue monitoreada mediante análisis diarios de los patrones NBS de carbonato en polvo (+1,95‰ VPDB). La precisión medida se mantuvo por encima de 0,03‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y 0,06‰ para $\delta^{18}\text{O}$.

3. RESULTADOS

3.1. Litofacias

Los materiales estudiados, se disponen sobre una serie siliciclástica de facies fluvio-deltaicas compuesta principalmente de arcillas versicolores y areniscas con estratificación cruzada, las denominadas facies Utrillas, de edad Albiense a Cenomaniense inferior. Los materiales estudiados constituyen una serie carbonatada perteneciente al Cenomaniense medio y superior, y posiblemente parte del Turoniense. El intervalo estratigráfico en el que se produce el tránsito entre ambos materiales se compone de:

1. Un nivel de margas verdes de aproximadamente 40 cm, que se dispone sobre las arenas con estratificación cruzada.
2. Un nivel carbonatado de espesor variable entre 20 y 110 cm, con numerosas concreciones.
3. Un segundo nivel de margas verde-amarillentas, de espesor variable que puede alcanzar los 80 cm y que lateralmente se acuña hasta desaparecer
4. Banco de calcarenitas de espesor variable entre 2 y 11 m, con megaestratificación cruzada y numerosas trazas fósiles.

El banco calcarenítico y los materiales subyacentes (margas verdes y nivel carbonatado con concreciones) son ligeramente discordantes entre sí, con los materiales subyacentes acuñándose lateralmente (figs. 3 y 4). El contacto entre las margas verdes y las calcarenitas es una superficie con alta densidad de perforaciones. Las microfacies de la calcarenita son principalmente packstones and grainstones de peloides y lumps peloidales, con presencia de granos de cuarzo, escasos bioclastos y abundante porosidad.

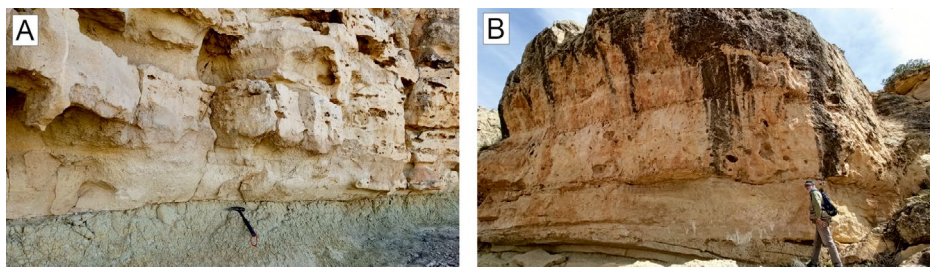


Figura 4. Barra calcarenítica del inicio de la secuencia. A. Barra calcarenítica depositada sobre las margas verdes en la sección Castillo. B. Barra calcarenítica dispuesta sobre las margas verdes en la sección El Tejar, en la que se observa la estratificación cruzada a muro.

Sobre el potente tramo calcarenítico se disponen secuencias de escala métrica compuestas por bancos con una base laminada que pasan hacia te-

cho a bancos más carbonatados con una concentración muy alta de rizocreaciones (Figs. 5 y 6). En total se han registrado 12 secuencias finalizadas en bancos con rizocreaciones, el más potente de ellos (CW-28) alcanza 4.5 m de espesor. La potencia total de este tramo es de 46 m. Las microfácies son principalmente mudstones y wackestones de peloides, presentando laminación fina en la parte inferior de la secuencia mientras que hacia techo desaparece la laminación y se incrementa la porosidad relacionada con la presencia de fenestras, llegando a ser una porosidad muy alta. La presencia de fósiles de invertebrados es muy escasa, limitándose a algún ostreido aislado observable en el afloramiento en las secuencias deposicionales más bajas.

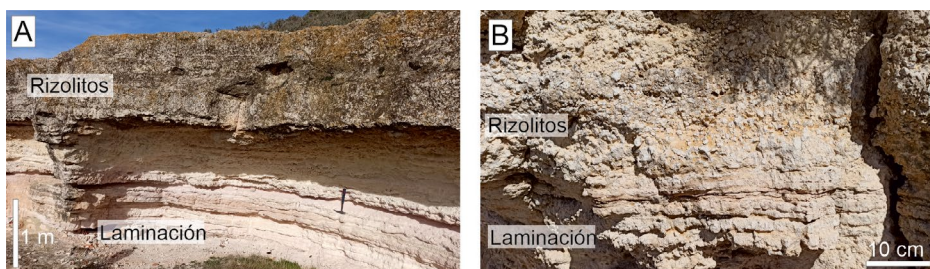


Figura 5. Secuencias deposicionales con litofacies laminadas a muro y lechos de rizolitos a techo. Ejemplos de la sección Castillo.

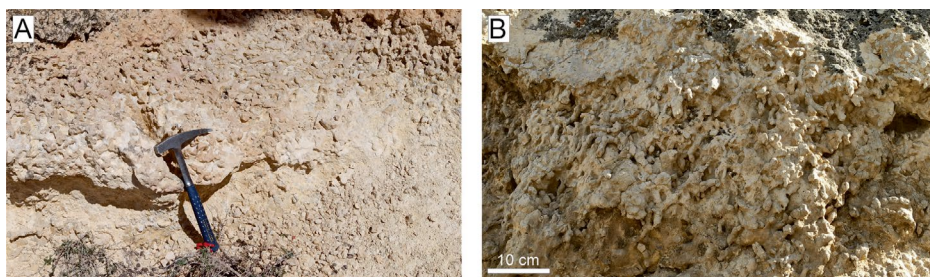


Figura 6. Detalles de las facies con rizolitos en la sección Castillo, que componen la parte superior de las secuencias deposicionales a nivel de afloramiento.

En la sección del Castillo aparecen varios niveles carbonatados compuestos por una alta concentración de conchas desarticuladas de bivalvos, siendo en total alrededor de un metro (Fig. 7). Las conchas (< 2 cm) aparecen mayoritariamente convexas hacia techo y muestran un alto grado de cementación. Las microfácies son un packstone-grainstone de conchas de bivalvos con una matriz con abundantes, peloides, lumps y ooides incipientes (fig. 8). Bajo las conchas quedan huecos que en ocasiones se han rellenado de calcita esparítica. Algunos horizontes presentan disolución de las conchas de bivalvos, en ocasiones quedando como porosidad móldica.

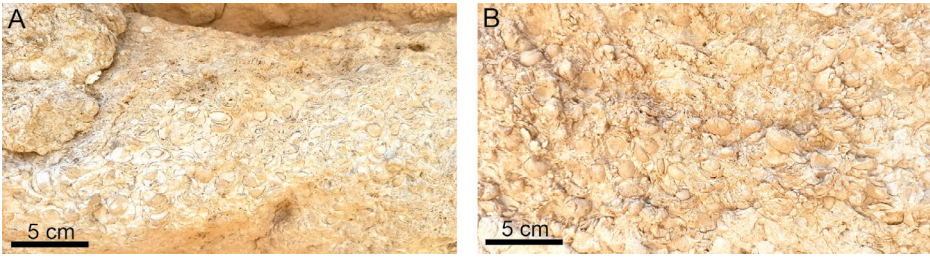


Figura 7. Detalles de las acumulaciones de conchas desarticuladas de bivalvos de la sección Castillo.

Por encima del intervalo estratigráfico estudiado aparecen 20 metros de calizas que se encuentran recristalizadas (parcialmente dolomitizadas) y presentan abundantes carniolas. Este tramo no ha sido estudiado porque las texturas originales no se conservan en ninguno de los afloramientos. No obstante, parece mantenerse la organización sedimentaria en secuencias deposicionales que a techo presentan rizocreciones.

La continuidad lateral de los bancos con facies de rizolitos es de centenares de metros, y la del banco calcarenítico basal de más de 4,5 km. Tanto la potencia del banco calcarenítico como la de la serie en general se reduce de sur a norte con 68 m de espesor en el castillo de Chinchilla de Montearagón y poco más de una decena de metros hacia el norte (sección de El Morrón).

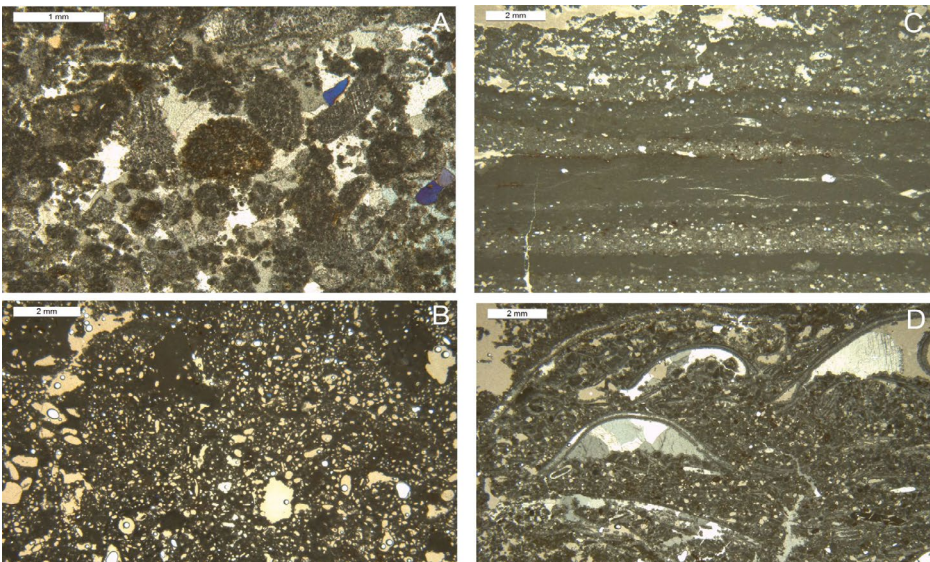


Figura 8. Microfacies. A. Packstone-grainstone de peloides y lumps peloidales del banco calcarenítico basal. B. Mudstone con alta porosidad fenestral de las litofacies con rizolitos. C. Mudstone laminado con alternancia de láminas micríticas no porosas y láminas porosas con diferente contenido de fenestras procedente de las litofacies laminadas. D. Grainstone de peloides y conchas de bivalvos desarticuladas procedente de los bancos con lumaquelas.

3.2. Trazas fósiles

La parte inferior de la sucesión estratigráfica estudiada presenta una densidad muy alta de trazas fósiles (fig. 9). Más concretamente, el contacto entre las margas verdes y las calcarenitas es una superficie densamente colonizada con las ichnoespecies: *Gastrochaenolites torpedo*, *Gastrochaenolites ornatus*, *Glossifungites saxicava*, y *Caulostrepsis* isp. Estas trazas penetran en las margas verdes y están rellenas del sedimento calcarenítico suprayacente. Teniendo en cuenta que la marga verde tiene una menor resistencia a la erosión, la superficie de muro del banco calcarenítico está muy bien expuesta en algunos de los afloramientos como Fuente de la Raya y El Tejar, permitiendo ver las trazas fósiles con una preservación espectacular. Este tipo de trazas corresponden a la ichnofacies de *Glossifungites*. El afloramiento de Fuente de la Raya (Fig. 9), por su buena exposición y el carácter singular de las trazas fósiles, bien merecería una figura de protección.

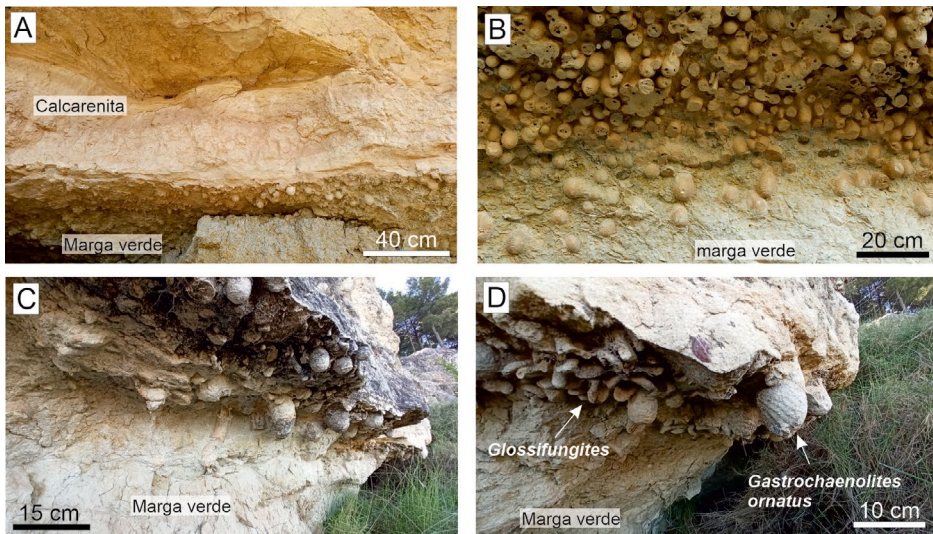


Figura 9. Superficie de muro de la calcarenita que presenta el relleno de trazas fósiles y perforaciones que penetran en la marga verde infrayacente con una ichnofacies de *Glossifungites* (secciones de Fuente de la Raya y El Tejar). Observar la preservación de estrías características de *Gastrochaenolites torpedo* en la foto D.

El resto del banco calcarenítico presenta una asociación de trazas fósiles muy diferente con numerosas trazas de *Rosselia socialis* y secundariamente de *Ophiomorpha nodosa*. Así, el banco calcarenítico correspondería a una ichnofacies de *Cruziana*.

Las secuencias sedimentarias que aparecen depositadas sobre el banco calcarenítico carecen de trazas fósiles de invertebrados, salvo por el registro de alguna traza similar a *Planolites*. Las principales trazas fósiles corres-

ponden a raíces de vegetales constituyendo rizolitos que se disponen en bancos carbonatados principalmente a techo de las secuencias. Los rizolitos suelen presentar una cementación carbonatada mayor que la matriz entre las trazas.

3.3. Geoquímica isotópica

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ tomados en muestra total presentan un valor promedio de $-0,42\text{ ‰}$ (variando entre $1,20$ y $-4,02\text{ ‰}$). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ muestran algunas fuertes variaciones con una importante excursión negativa de $-2,44\text{ ‰}$ en el nivel CW-25 coincidente con el banco compuesto por la lumaquela de bivalvos, y otra de $-4,47\text{ ‰}$ en el nivel CW-38 correspondiente a un banco con rizolitos en la parte superior del intervalo estratigráfico estudiado (Fig. 10).

Respecto a los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en muestra total, éstos presentan un promedio de $-0,07\text{ ‰}$ (variando entre $0,79$ y $-3,98\text{ ‰}$). Se registran dos excursiones negativas principales entre los niveles CW-23 y CW-25 (niveles con lumaquelas de conchas) y en CW-38, coincidente con la excursión negativa del $\delta^{13}\text{C}$. Se ha realizado el gráfico de dispersión para los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, resultando un coeficiente de determinación (R^2) de $0,414$.

CAMBIOS AMBIENTALES Y VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN EL CRETÁCICO SUPERIOR DEL PREBÉTICO EXTERNO DE ALBACETE (CHINCHILLA DE MONTEARAGÓN)

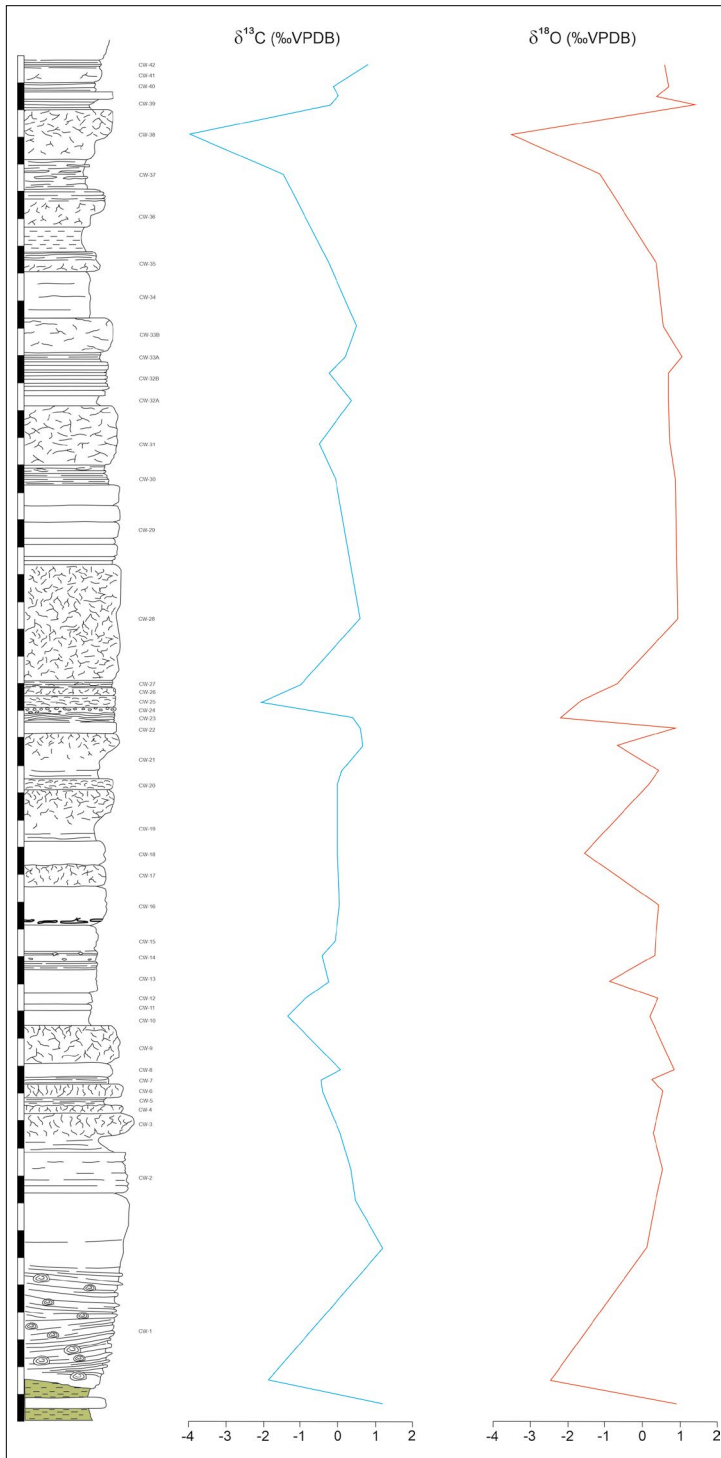


Figura 10. Columna estratigráfica de la sección Castillo y distribución de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

4. INTERPRETACIÓN

El análisis integrado de datos estratigráficos, sedimentológicos, ichnológicos y geoquímicos ha permitido caracterizar la evolución paleoambiental de la sucesión Cenomaniense en el Prebético Externo de Chinchilla de Montearagón.

Sobre las facies Utrillas, que representan un medio fluvial o fluvio-deltaico, se instala una plataforma carbonatada representada principalmente por el potente banco calcarenítico. El tránsito entre las facies Utrillas y la plataforma carbonatada se compone de una serie de niveles de escala métrica de margas verdes con alguna intercalación carbonatada con concreciones de origen edáfico. Las megaestratificaciones cruzadas que aparecen en el banco calcarenítico indican unas condiciones de alta energía con la formación de dunas submarinas. La abundancia de *Rosellia*, una traza de habitación típica de medios con alta energía, confirma este ambiente sedimentario.

El contacto entre las margas verdes y las calcarenitas es una superficie densamente colonizada por *Gastrochaenolites*, *Glossifungites* y *Caulostrep-sis*, trazas típicas de fondos relativamente endurecidos. Este tipo de trazas corresponden a la ichnofacies de *Glossifungites* y son indicativas de una parada en la sedimentación que conllevó una consolidación del fondo (firmground) y una colonización del mismo por parte de organismos bioturbadores/perforadores como bivalvos pholadidos (*Gastrochaenolites*), anfipodos (*Glossifungites*) y gusanos poliquetos (*Caulostrep-sis*) (Pemberton y McEachern, 2005; Marred *et al.*, 2022). La aparición de cantos blandos correspondientes a las margas verdes subyacentes en el interior de estas trazas confirma, por otro lado, cierta erosión del sustrato ligada a la transgresión. Así, la base del banco calcarenítico marca un cambio tectono-eustático de primer orden, que supone la inundación del Prebético Externo durante el Cenomaniense medio.

Sobre la calcarenita se desarrolla una secuencia repetitiva de calizas micríticas, en ocasiones finamente laminadas, sobre las que se disponen bancos relativamente potentes (entre 40 cm y 4,5 m), con denso entramado de rizolitos, interpretados como manglares fósiles. La presencia de una alta porosidad fenestral es congruente con este tipo de ambiente. La repetición de este tipo de secuencias finalizadas en niveles de rizolitos es congruente con secuencias de somerización en ambientes muy poco profundos. Ocasionalmente, aparecen densas lumaquelas de bivalvos desarticulados entre los cuales existe poco material micrítico, lo que se ha interpretado como el depósito de niveles de alta energía. Curiosamente, los valores isotópicos de estos niveles son diferentes, generalmente más bajos para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Esto puede reflejar un evento climático o bien puede estar relacionado con la diferente composición isotópica del carbonato que forma las conchas de

los bivalvos respecto al sedimento predominantemente micrítico del resto de la sucesión estratigráfica. En cualquier caso, el coeficiente de determinación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ($R^2 = 0,414$) indica que los valores no tienen una relación directa entre sí, por lo que sería la señal isotópica no está alterada diagenéticamente, es decir, representa las condiciones isotópicas ambientales durante el depósito.

Aunque la continuidad lateral de los bancos carbonatados con facies de rizolitos es de centenares de metros, y la del banco calcarenítico basal de más de 4,5 km, tanto la potencia del banco calcarenítico como la de la serie estratigráfica en general, se reduce de sur a norte, con 68 m de espesor en el Castillo de Chinchilla de Montearagón y poco más de una decena de metros hacia el norte, en el afloramiento denominado El Morrón. Estas fuertes variaciones de espesor se interpretan como debidas al basculamiento de la cuenca controlado por fallas. El área más subsidente y al mismo tiempo con una mayor tasa de sedimentación sería la ubicada en el sector del castillo de Chinchilla seguida del área de la Fuente de la Raya al cerro de la emisora.

Futuras analíticas de los materiales estudiados permitirán avanzar en el conocimiento de las condiciones ambientales acontecidas en esta área durante el Cenomaniense. En el muestreo realizado con motivo del proyecto del IEA se obtuvo material para el análisis micropaleontológico de los intervalos menos carbonatados a partir de levigados. Por otro lado, se espera poder estudiar con difracción de rayos X la intercalación de margas verdes que aparece entre la facies de arenas Utrillas y las facies carbonatadas de plataforma, lo que permitirá caracterizar el ambiente sedimentario de su formación.

Finalmente, el estudio realizado constituye una contribución a la comprensión de la historia geológica y el patrimonio geológico de la provincia de Albacete, y más concretamente en la sierra de Montearagón-Carcelén.

5. CONCLUSIONES

El proyecto del Instituto de Estudios Albacetenses denominado *Cambios ambientales y variaciones del nivel del mar en el Cretácico superior del Prebético Externo de Albacete (Chinchilla de Montearagón)*, ha permitido caracterizar los procesos relacionados con un evento climático-eustático que produjo la inundación marina de los ambientes continentales de tipo fluvial representados por las facies Utrillas.

Esta transgresión marina del Cenomaniense se caracteriza por la instalación de una plataforma marina carbonatada de alta energía representada por un banco grueso de calcarenitas con estratificación cruzada. A muro de dicho banco se encuentra una marga verde que fue densamente colonizada por organismos bioturbadores y perforadores que dieron lugar a una

ichnofacies de Glossifungites, típica de superficies transgresivas en las que acontece una parada de la sedimentación.

Sobre el banco calcarenítico se desarrolla una secuencia de varias decenas de metros caracterizada por secuencias de somerización que a la base presentan calizas y calizas margosas con laminación paralela y alta porosidad, y que terminan con bancos calizos con gran abundancia de rizolitos y altísima porosidad que caracterizan la instalación de manglares. Estos niveles pueden seguirse a lo largo de cientos de metros.

La persistencia de estas secuencias deposicionales representando medios sedimentarios muy poco profundos, es posible gracias a una continuada subsidencia de la cuenca y una tasa de sedimentación relativamente alta. No obstante, los espesores tanto del banco calcarenítico transgresivo como del tramo con secuencias de somerización, es variable lateralmente y disminuye hacia el noroeste de la Sierra de Montearagón-Carcelén. La distribución de espesores apunta a la actividad de fallas normales (lítricas?) que controlarían el básculamiento de la cuenca y la subsidencia diferencial reflejada en la variación de espesores de los materiales.

El estudio de estos materiales constituye la primera descripción de los restos de manglares fósiles del Cretácico superior de esta área de Albacete, ejemplo único dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Así, esta sucesión estratigráfica presenta un valor singular para el Patrimonio Geológico y más concretamente Paleontológico de la comunidad de Castilla-La Mancha.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto 1064463X del Instituto de Estudios Albacetenses (Diputación de Albacete). Los autores del trabajo agradecen el apoyo técnico humano proporcionado por D. Antonio Piedra (Departamento de Geología, Universidad de Jaén) en la preparación de láminas delgadas y secciones pulidas. Se agradece a J.J. Gómez-Alday y a A.T. Moreno Escámez sus aportaciones en visitas a los afloramientos durante la fase de prospección.

BIBLIOGRAFÍA

Aguado, R., Reolid, M., y Molina, E. (2016). Response of calcareous nannoplankton to the Late Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 at Oued Bahloul (central Tunisia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 459: 289-305.

- Arias, C., Elizaga, E., y Vilas, L. (1979). Distribución de las facies del Cretácico inferior en el SE de la provincial de Albacete. Sus relaciones. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5: 453–470.
- Arias, C., Vilas, L., Rincón, R., García, A., Mas, J. R., Alonso, A. y Meléndez, N., (1982). *II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España: excursión post-coloquio: el Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica Suroccidental*.
- Bornemann, A., Norris, R. D., Friedrich, O., Beckmann, B., Schouten, R., Sinninghe-Damste, J., Vogel, J., Hofmann, P. y Wagner, T. (2008). Isotopic evidence for glaciation during the Cretaceous super-greenhouse. *Science*, 319: 951-954.
- Erba, E. (2004). Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52: 85-106.
- Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D. y Markey, M. (2001). Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, 409: 325-327.
- Handoh, I. C. y Lenton, T. M. (2003). Periodic mid-Cretaceous oceanic anoxic events linked by oscillations of the phosphorous and oxygen biogeochemical cycles. *Global Biogeochemical Cycles*, 17. doi:10.1029/2003GB002039.
- Huber, B. T., Norris, R. D. y McLeod, K. G. (2002). Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30: 123-126.
- IGME, 1981. *Chinchilla de Monte Aragón 791*. Mapa Geológico de España. 31 pp.
- Jarvis, I., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Leary, P. N. y Tocher, B. A. (1988). Microfossil assemblages and the Cenomanian–Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, 9: 3-103.
- Jarvis, I., Lignum, J. S., Groecke, D. R., Jenkyns, H. C. y Pearce, M. A. (2011). Black shale deposition, atmospheric CO₂ drawdown, and cooling during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. *Paleoceanography*, 26, PA3201.
- Kuypers, M. M. M., Pancost, R. D., Nijenhuis, I. A. y Sinninghe-Damste, J. S. (2002). Enhanced productivity led to increased organic carbon burial in the euxinic North Atlantic Basin during the late Cenomanian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, 17, 1051.
- Marred, M., Naimi, M. N., Djaiz, F., Kherchouche, A. y Boushaba, A. (2022). *Gastrochaenolites ornatus* Kelly and Bromley and other trace fossils on a Middle Miocene omission surface from the Aures Massif, Algeria. *Proceedings of the Geologists' Association*, 133: 218-226.
- Monteiro, F. M., Pancost, R. D., Ridwell, A. y Donnadiou, Y. (2012). Nutrients as the dominant control on the spread of anoxia and euxinia across the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE2): model-data comparison. *Paleoceanography*, 27, PA4209. doi:10.1029/2012PA002351.
- Norris, R. D., Bice, K. L., Magno, E. A. y Wilson, P. A. (2002). Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse. *Geology*, 30: 299-302.

- Pemberton, S. G. y McEachern, J. A. (2005). Significance of ichnofossils in applied stratigraphy. En: Koutsoukos, E.A. (Ed.), *Applied Stratigraphy*. Springer, pp. 281-302.
- Pogge von Strandmann, P. A. E., Jenkyns, H. C. y Woodfine, R. G. (2013). Lithium isotope evidence for enhanced weathering during Oceanic Anoxic Event 2. *Nature Geosciences*, 6: 668-672.
- Reolid, M., Sánchez-Quiñónez, C. A., Alegret, L. y Molina, E. (2015). Palaeoenvironmental turnover across the Cenomanian-Turonian transition in Oued Bahloul, Tunisia: foraminifera and geochemical proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417: 491-510.
- Reolid, M., Sánchez-Quiñónez, C. A., Alegret, L. y Molina, E. (2016). The biotic crisis across the Oceanic Anoxic Event 2: palaeoenvironmental inferences based on foraminifera and geochemical proxies from the South Iberian Palaeomargin. *Cretaceous Research*, 60: 1-27.
- Rodríguez-Tovar, F. J., Uchman, A. y Martín-Algarra, A. (2009). Oceanic anoxic event at the Cenomanian-Turonian boundary interval (OAE-2): ichnological approach from the Betic Cordillera, southern Spain. *Lethaia*, 42: 407-417.
- Rodríguez-Tovar, F. J., Uchman, A., Reolid, M. y Sánchez-Quiñónez, C. A. (2020). Ichnological analysis of the Cenomanian-Turonian boundary interval in a collapsing slope setting: A case from the Rio Fardes section, southern Spain. *Cretaceous Research*, 106: 104262.
- Sánchez-Quiñónez, C. A., Alegret, L., Aguado, R., Delgado, A., Larrasoaña, J. C., Martín-Algarra, A., O'Dogherty, L. y Molina, E. (2010). Foraminíferos del tránsito Cenomaniense-Turonense en la sección de El Chorro, Cordillera Bética, sur de España. *Geogaceta*, 49: 23-26.
- Sanz, D., Sánchez-Gómez, M. y Gómez-Alday, J. J. (2022). Divulgación de la geología de la provincia de Albacete: Geología 2022 – Chinchilla de Montearagón. *Sabuco*, 16: 135-141. http://doi.org/10.37927/sabuco.16_7
- Sarmiento, J. L., Herbert, T. D. y Toggweiler, J. R. (1988). Causes of anoxia in the world ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 2: 115-128.
- Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C. y Scholle, P. A. (1987). The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. *Geological Society London Special Publication*, 26: 371-399.
- Scopelliti, G., Bellanca, A., Coccioni, R., Luciani, V., Neri, R., Baudin, F., Chiari, M. y Marcucci, M. (2004). High-resolution geochemical and biotic records of the Tethyan 'Bonarelli Level' (OAE2, latest Cenomanian) from the Calabianca-Guidaloca composite section, northwestern Sicily, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 208: 293-317.
- Tsander, I. y Slomp, C. P. 2009. Modeling phosphorous cycling and carbon burial during Cretaceous Oceanic Anoxic Events. *Earth and Planetary Science Letters*, 286: 71-79.