

La unidad evaporítica del Messiniense en la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental): facies, cronología y ciclos sedimentarios de control astronómico

The Messinian evaporitic unit in the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera): facies, chronology and astronomically-controlled sedimentary cycles

Juan J. Peral, Hugo Corbí, Fernando Pérez Valera, Jesús M. Soria y José E. Tent-Manclús

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. Correos 99, 03080 Alicante.
juan.peral@ua.es, hugo.corbi@ua.es, fperez@ua.es, jesus.soria@ua.es, je.tent@ua.es

ABSTRACT

The Messinian evaporitic unit in the Bajo Segura Basin is represented by the San Miguel Formation. In the outcropping reference section, the San Miguel de Salinas composite -SMdS(c)-, this formation is represented by seven selenitic gypsum beds forming bipartite cycles with intervals of sapropelitic laminated marls, including sandy facies related to storm ebb surges. In the SM1 and LM boreholes, nine and fifteen cycles are recognized, respectively. The temporal calibration of the gypsum beds presented in our study is based on the tuning with the precessional cycles. This results in ages ranging from 5.969 Ma for the first bed (G1) and 5.63 Ma for the last bed (G15). The lithological pairs of gypsum and laminated marl are genetically related to moments of insolation minima (precession maxima) and insolation maxima (precession minima), respectively. These oscillations generate repetitive changes in the conditions of the bottom of the marine basin, alternating moments of oxygenation (in phases with dry or arid climate) and of anoxia (in phases of humid climate).

Key-words: evaporites, Messinian, Bajo Segura Basin, facies, precessional cycles

RESUMEN

La unidad evaporítica del Messiniense en la Cuenca del Bajo Segura está representada por la Formación San Miguel. En la sección aflorante de referencia SMdS(c), esta formación está representada por siete bancos de yeso selenítico, que forman ciclos bipartitos con intervalos de margas laminadas sapropelíticas que incluyen facies arenosas ligadas a oleadas de retorno de tormentas. En los sondeos SM1 y LM se reconocen nueve y quince ciclos, respectivamente. La calibración temporal de los bancos de yeso que se presenta en nuestro estudio se basa en la sintonización con ciclos precesionales. Así resultan edades comprendidas entre 5,969 Ma para el primer banco (G1) y 5,63 Ma para el último banco (G15). Los pares litológicos de yeso y marga laminada se relacionan genéticamente con momentos de insolación mínima y máxima, respectivamente. Estas oscilaciones generan cambios en las condiciones del fondo de la cuenca marina, alternando momentos de oxigenación (en fases de clima árido) y de anoxia (en fases de clima húmedo).

Palabras clave: evaporitas, Messiniense, Cuenca del Bajo Segura, facies, ciclos precesionales

Geogaceta, 63 (2018), 3-6
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 21 de junio de 2017
Revisión: 10 de octubre de 2017
Aceptación: 23 de octubre 2017

Introducción

La Cuenca del Bajo Segura representa una porción emergida de los antiguos márgenes del Mediterráneo occidental. En ella han quedado registrados los acontecimientos relacionados con la Crisis de Salinidad del Messiniense, habitualmente referidos como las fases pre-, sin- y post-evaporítica (Corbí *et al.*, 2016). Esta cuenca contiene una secuencia evaporítica de yeso selenítico asimilable al "Primary Lower Gypsum" (CIESM, 2008; Roveri *et al.*, 2014), y correlacionable con otras secuencias expuestas tanto en las cuencas béticas de Sorbas (Krijgsman *et al.*,

2001) y Nijar (Omodeo Salé *et al.*, 2012), como en otros dominios geológicos del Mediterráneo, como Sicilia y los Apeninos (Lugli *et al.*, 2010) y Cuenca de Piemonte (Dela Pierre *et al.*, 2014). El presente estudio se centra en la caracterización sedimentaria y paleoambiental de los pares litológicos (yesos seleníticos y sedimentos inter-evaporíticos) que forman la unidad evaporítica de la Cuenca del Bajo Segura. Adicionalmente, la reciente calibración temporal de los ciclos evaporíticos del "Primary Lower Gypsum" construida por Manzi *et al.* (2013) en la Cuenca de Sorbas y en los Apeninos permite precisar la edad de los ciclos representados en la Cuenca del Bajo Segura.

Contexto estratigráfico de la unidad evaporítica

Según Soria *et al.* (2008) y Corbí (2010), el relleno sedimentario de la Cuenca del Bajo Segura está integrado por cinco unidades aloestratigráficas limitadas por discontinuidades reconocidas en toda la extensión de la cuenca. Estas unidades mayores, definidas como sintemas (TI, TII, T-MI, MII y P), y las correspondientes unidades litoestratigráficas que los componen están expresadas en la figura 1. La unidad evaporítica aquí estudiada (Formación San Miguel; Montenat *et al.*, 1990) pertenece al sintema MII. Su límite inferior es la discontinuidad intra-Me-

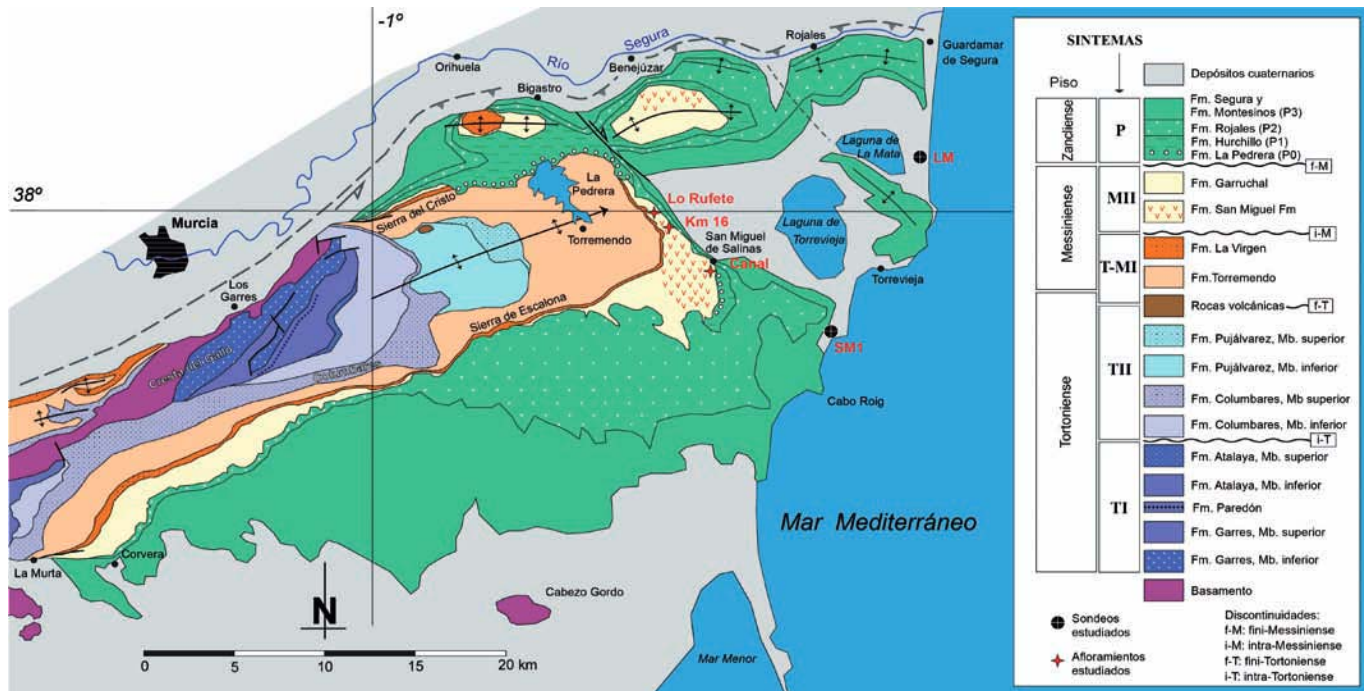


Fig. 1.- Mapa geológico del sector sur de la Cuenca del Bajo Segura (Modificado de Montenat *et al.*, 1990) donde se indica la posición de los afloramientos y sondeos reconocidos para el estudio de la unidad evaporítica del Messiniense. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological map of the southern sector of the Bajo Segura Basin (modified from Montenat *et al.*, 1990) showing the location of the outcrops and boreholes recognized for the study of the Messinian evaporitic unit. See color figure in the web.

ssiniense, caracterizada por una superficie de exposición subaérea modelada la techo del sistema T-MI (Formación La Virgen; Montenat *et al.*, 1990). El límite superior es la discontinuidad fini-Messiniense, que exhibe rasgos erosivos (paleovalles incisos) y sobre la que se disponen los términos basales del Plioceno (sintema P, Formación La Pedrera; Soria *et al.*, 2008).

La unidad evaporítica aflora en dos sitios de la cuenca (Fig. 1): al sur de Benejúzar, en el núcleo de una estructura antiformal conocida como anticlinal de Benejúzar; y en el entorno de San Miguel de Salinas, en el cierre peridinal del gran anticlinal de Torremente. Nuestro estudio se centra en la sección estratigráfica compuesta de San Miguel de Salinas -SMds(c)- (Corbí *et al.*, 2016) y en los sondeos de exploración de hidrocarburos SM1 (San Miguel - 1) y LM (La Mata). En los tres casos se reconocen con detalle tanto la unidad evaporítica en su totalidad como las unidades infra- y supra-yacentes (Fig. 2). El afloramiento de Benejúzar no se contempla en nuestro estudio, dado que sólo muestra una sucesión parcial de las evaporitas; otros sondeos exploratorios disponibles tampoco son considerados por que no contienen registros litológicos y/o de diagrfias de suficiente detalle.

Facies sedimentarias

En la sección compuesta SMds(c) el sistema MII está representado en su mayor parte

por la Formación San Miguel; los términos estratigráficos superiores corresponden al Complejo Carbonático Terminal (*sensu* Esteban, 1979). Según Corbí *et al.* (2016) este complejo representa los depósitos costeros correlativos con los yesos de cuenca evaporítica que caracterizan la Formación San Miguel. En la Formación San Miguel, de 100 metros de espesor, se reconocen siete bancos de yeso selenítico que forman ciclos bipartitos con paquetes de margas laminadas (sapropelíticas y con microfauna marina) y areniscas terrígenas.

Los siete bancos de yeso selenítico, siglos como G1 a G7 (Fig. 2), presentan un espesor variable entre 10 metros (G1) y 1,5 metros (G7). Los rasgos geoquímicos y petrológicos de los yesos seleníticos están ilustrados en Shearman y Ortí Cabo (1976). Estos bancos son de geometría tabular a escala de afloramiento; si bien lateralmente evolucionan a cuerpos aislados de morfología cónica (Fig. 3). Como rasgo significativo, el techo de los bancos muestra cavidades kársticas rellenas de las margas laminadas inter-evaporíticas. En los cinco bancos inferiores (G1 a G5) el yeso se presenta con dos morfologías: selenita masiva (maclas con cristales de pocos centímetros dispuestas de forma aleatoria) y selenita gigante (maclas de pocos centímetros de anchura y de desarrollo vertical de más de 0,3 metros); estos últimos corresponden al tipo I de Rosell *et al.* (1994). Los bancos G6 y G7 exhiben una mor-

fología de selenita ramosa (cristales no maclados de gran tamaño que divergen en forma de abanico o de hojas de palmera), en coincidencia con el tipo II de Rosell *et al.* (1994). El cambio en la morfología del yeso selenítico a partir del sexto banco ha sido documentado en otras secciones evaporíticas del ámbito mediterráneo, por lo que se considera como un buen marcador para establecer correlaciones a escala regional (Roveri *et al.*, 2014).

Los paquetes inter-evaporíticos están formados por dos litofacies (Fig. 3): facies H, heterolíticas de margas y areniscas; y facies A, de areniscas. Las facies H presentan dos variantes: H(m), dominadas por margas y con niveles centimétricos aislados de areniscas que únicamente exhiben laminación planar; y H(x), facies mixtas con contenidos equivalentes de margas y areniscas. En este caso los niveles de areniscas muestran geometrías de *ripples* simétricos con laminaciones internas dirigidas en un sentido dominante. Estas facies mixtas muestran patrones geométricos de estratificación lenticular, ondulada y *flaser*. Las facies A están representadas por bancos de areniscas, de espesor variable entre 10 cm y 1 m, bien diferenciados dentro de las facies H. Se reconocen dos variantes: A(p), con laminación planar; y A(p-h) con un intervalo inferior de laminación planar seguido de otro intervalo superior de estratificación cruzada ondulada (*hummocky and swaley cross-stratificación*). Estas últimas

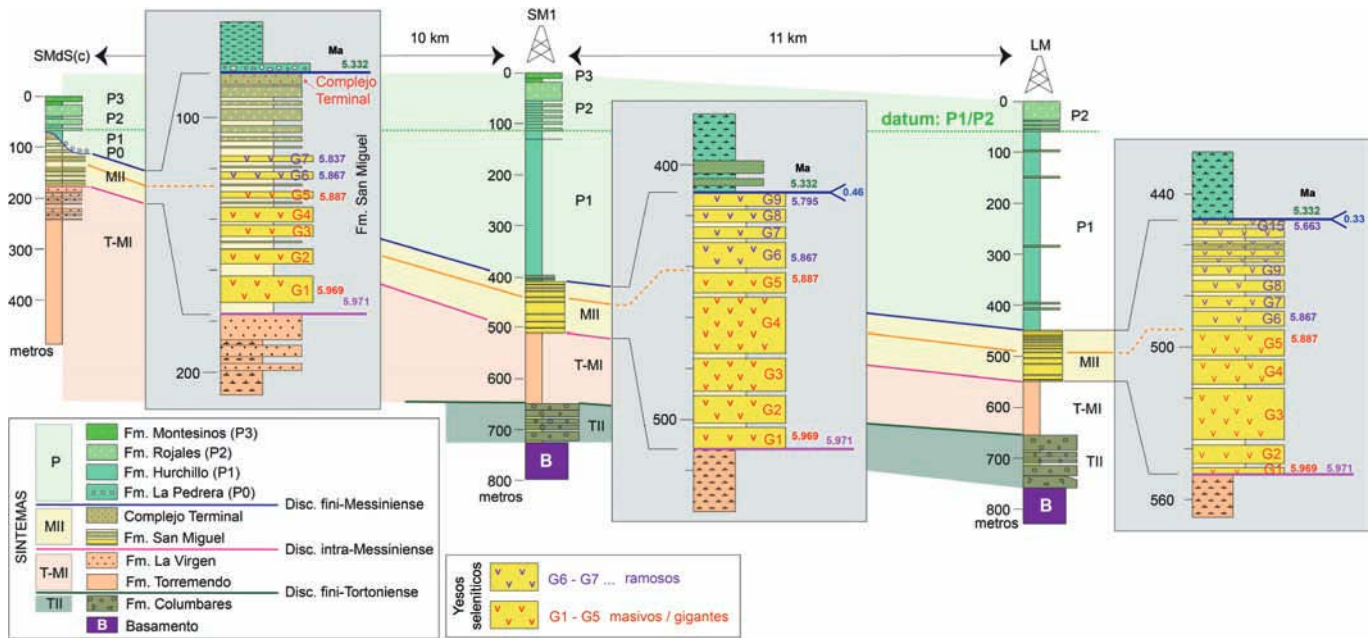


Fig. 2.- Correlación estratigráfica de la sección compuesta de San Miguel de Salinas –SMdS(c)- con los registros litológicos de los sondeos San Miguel 1 –SM1- y La Mata –LM-. Las edades en millones de años (Ma) de los bancos de yeso están basadas en Lugli *et al.* (2010) y Manzi *et al.* (2013). El cambio de yesos masivos/gigantes a ramosos indicado en los sondeos SM1 y LM deriva de la correlación con la sección SMdS(c). Ver figura en color en la web.

*Fig. 2.- Stratigraphic correlation of the San Miguel de Salinas composite section –SMdS(c) with the lithology logs of the San Miguel 1 –SM1- and La Mata –LM- boreholes. Numerical ages (Ma) for the gypsum beds are based on Lugli *et al.* (2010) and Manzi *et al.* (2013). The change from massive/giant to branching gypsums, as is indicated in the SM1 and LM boreholes, derives from the correlation with de SMdS(c) section. See color figure in the web.*

muestran estructuras de licuefacción-fluidificación con morfologías en almohadilla.

Los ciclos bipartitos que forman la Formación San Miguel se interpretan en un contexto de cuenca marina somera sometida a cambios cíclicos en la salinidad y oxigenación del fondo (Corbí *et al.*, 2016). Así, la formación de yeso selenítico ocurre en condiciones de aguas oxigenadas una vez que se ha superado el valor de saturación del yeso (145 g/l) (Krijgsman y Meijer, 2008). Al contrario, la sedimentación de margas laminadas tiene lugar en condiciones de baja oxigenación, como se pone de manifiesto tanto por su carácter sapropelítico (el contenido en carbono orgánico total alcanza el 1,5%; Soria *et al.*, 2008) como por la presencia de microfauna marina enana característica de estrés ambiental, relacionada con un aumento de la salinidad y de la anoxia en el fondo de la cuenca (Corbí, 2010). Las facies de areniscas con estructuras sedimentarias ligadas a flujos unidireccionales y oscilatorios de bajo y alto régimen (litofacies H(x) y A, respectivamente) indican que la entrada de terrígenos a la cuenca está controlada por oleadas de retorno de tormentas (*storm ebb surges*) que quedan emplazadas por encima del nivel de base de las olas.

Cronología

La calibración astronómica de los ciclos evaporíticos del "Primary Lower Gypsum" ilus-

trada por Lugli *et al.* (2010) y Manzi *et al.* (2013) en Sicilia, Apeninos y Sorbas constituye un almacén cronológico aplicable a otras cuencas del dominio Mediterráneo. Según este almacén, el inicio de la unidad evaporítica, *i.e.* el comienzo de la Crisis de Salinidad del Messiniense, ocurre sincrónicamente en todo el Mediterráneo a una edad de 5,971 Ma, en coincidencia con los datos de subsuelo marino aportados por Ochoa *et al.* (2015). Asimismo, la edad del primer banco de yeso se establece en 5,969 Ma. Extendiendo hacia arriba la edad de los bancos de yeso según la curva de presión-insolación de Laskar *et al.* (2004), resulta que el cambio de morfologías masivas/gigantes a ramosas ocurre a partir del sexto banco de yeso (G6, en nuestro caso) a una edad de 5,867 Ma. Como está indicado en la figura 2, en la sección SMdS(c) el último banco de yeso (G7) quedaría datado en 5,837 Ma. En esta sección, la parte superior de la uni-

dad evaporítica (Formación San Miguel) no contiene bancos de yeso, por lo que no puede ser precisada la edad el techo de la misma. Un dato interesante a tener en cuenta es que los depósitos basales de la unidad post-evaporítica (sintema P, formaciones La Pedrera y Hurchillo) contienen marcadores bioestratigráficos (foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo) correspondientes a la extrema base del Zancliense (Corbí *et al.*, 2016), cuya edad se ha precisado en 5,332 Ma (Lourens *et al.*, 2004). En el sondeo SM1 la unidad evaporítica termina con el banco G9 (5,795 Ma), sobre el que se disponen directamente margas y arenas características de la base del sintema P (5,332 Ma), según se ha documentado en los afloramientos de la Cuenca del Bajo Segura (Soria *et al.*, 2008; Corbí, 2010). Estos dos últimos jalones cronológicos permiten acotar el hiato correspondiente a la discontinuidad fini-Messiniense en 0,46 Ma. En el sondeo LM, la

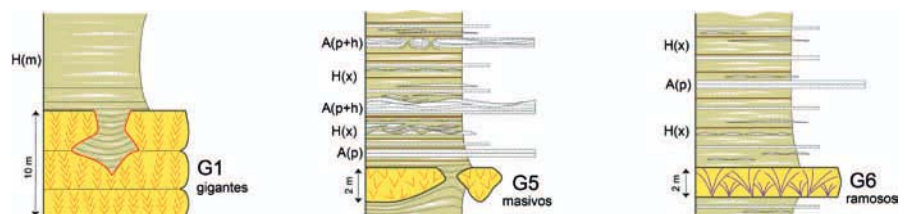


Fig. 3.- Facies representativas de los ciclos bipartitos de la Formación San Miguel. Los códigos de las litofacies inter-evaporíticas están explicados en el texto. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Representative facies of the bipartite cycles of the San Miguel Formation. Inter-evaporitic lithofacies codes are explained in the text. See color figure in the web.

unidad evaporítica termina con el banco G15 (5,663 Ma). En este caso, el hiato de tal discontinuidad sería de 0,33 Ma.

Control astronómico de los ciclos sedimentarios

Como se observa en la figura 4, los siete bancos de yeso selenítico de la Formación San Miguel pueden ser sintonizados con la curva de insolación de Laskar (2004), asumiendo que los ciclos evaporita/marga del "Primary Lower Gypsum" están controlados por oscilaciones climáticas conducidas por cambios precesionales modulados por la excentricidad (Lugli *et al.*, 2010). El modelo de ciclicidad aquí propuesto (Fig. 4) coincide con el ilustrado por Krijgsman *et al.* (2001) en la Cuenca de Sorbas. Según estos autores, los bancos de yeso y margas corresponden, respectivamente, a momentos de insolación mínima (precesión máxima) e insolación máxima (precesión mínima). Según sostienen Manzi *et al.* (2013) los picos de insolación mínima (cuando tiene lugar la precipitación de evaporitas) encajan con estadios glaciales, tomando como referencia la curva isotópica $\delta^{18}O$ del Mioceno Superior de Ain el Beida (Van der Laan *et al.*, 2005).

En relación con el comportamiento de las masas de agua en la cuenca marina, el yeso precipita en fases de aridez, en periodos secos cuando la evaporación excede a la precipitación. En estas condiciones, el exceso de evaporación provoca un aumento de la densidad de las aguas superficiales, que colapsan y se mezclan con aguas profundas oxigenando el fondo. Al contrario, la sedimentación de las margas laminadas sapropelíticas ocurre en periodos húmedos, cuando las precipitaciones exceden a la evaporación. En esta situación climática, la capa superficial de agua permanece poco densa por el aporte de agua dulce, manteniéndose una estratificación de toda la columna de agua que conduce a fases de anoxia en el fondo. Adicionalmente, nosotros planteamos que la frecuente aparición de litofacies de areniscas ligadas al efecto de las tormentas guarda una estrecha relación con episodios climáticos húmedos. Según Rohling y Hilgen (1991), en el dominio Mediterráneo las tormentas asociadas a borrascas procedentes del Atlántico son más frecuentes e intensas durante los momentos de insolación máxima de los ciclos precesionales. En el mismo sentido, Rossignol-Strick (1985) indica que la descarga fluvial (como elemento clave para el suministro de terrígenos a la cuenca marina) es más intensa en tal configuración orbital.

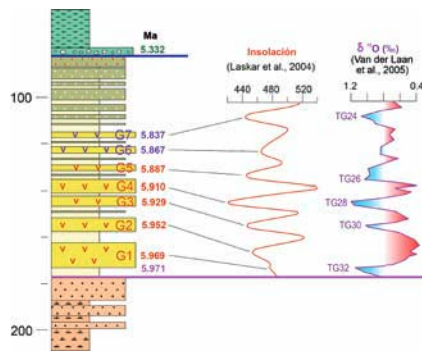


Fig. 4.- Sintonización astronómica de los ciclos de la Formación San Miguel. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Astronomical tuning of the cycles of the San Miguel Formation. See color figure in the web.

Conclusiones

La Formación San Miguel representa la unidad evaporítica del Messiniense (sistema MII) en la Cuenca del Bajo Segura. Consta de un máximo de quince bancos de yeso selenítico que forman ciclos bipartitos con margas laminadas sapropelíticas que incluyen facies arenosas ligadas a tormentas. Su asignación al "Primary Lower Gypsum" del dominio Mediterráneo permite precisar la edad de los bancos de yeso mediante la sintonización con ciclos astronómicos de frecuencia precesional. Las edades resultantes son: 5,971 Ma para el inicio de la formación, 5,969 Ma para el primer banco de yeso (G1), 5,867 Ma para la primera aparición de yesos con morfologías ramosas, y 5,663 Ma para el último banco de yeso (G15). Los ciclos bipartitos de la Formación San Miguel están controlados por oscilaciones climáticas, o de insolación, conducidas por cambios precesionales modulados por la excentricidad.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Grupo de Investigación de la Universidad de Alicante "Cambios Paleambientales". Agradecemos la revisión realizada por los doctores Francesco Dela Pierre (Univ. di Torino) y César Viseras (Univ. de Granada), que ha mejorado sustancialmente la calidad del trabajo.

Referencias

CIESM - Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée (2008). *The Messinian Salinity Crisis From Mega-deposits to Micro-biology — A Consensus Report*. CIESM Workshop Monographs, Monaco 168 p.

Corbí, H. (2010). *Los foraminíferos de la cuenca neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la Crisis de Salinidad del Mediterráneo*. Tesis Doctoral, Univ. de Alicante, 280 p.

Corbí, H., Soria, J.M., Lancis, C., Giannetti, A., Tent-Mandúls, J.E. y Dinarès-Turell, J. (2016). *Marine Geology* 379, 246-266.

Dela Pierre, F., Clari, P., Natalicchio, M., Simona, F., Giustetto, R., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M. y Violanti, D. (2014). *Marine Geology* 355, 71-87.

Esteban, M. (1979). *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology* 29, 169-188.

Krijgsman, W. y Meijer, P.Th. (2008). *Marine Geology* 253 (3), 73-81.

Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J. y Sierro, F.J. (2001). *Sedimentary Geology* 140, 43-60.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. y Levrard, B. (2004). *Astronomy & Astrophysics* 428, 261-285.

Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J. y Wilson, D. (2004). En: *A Geologic Time Scale* (F. Gradstein, J. Ogg *et al.*, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 409-440.

Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M. y Schreiber, B.C. (2010). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297 (1), 83-99.

Manzi, V., Gennari, R., Hilgen, F., Krijgsman, W., Lugli, S., Roveri, M. y Sierro, F.J. (2013). *Terra Nova* 25, 315-322.

Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Coppier, G. (1990). *Documents et travaux de l'IGAL* 12-13, 313-368.

Ochoa, D., Sierro, F.J., Lofi, J., Maillard, A., Flores, J.A. y Suárez, M. (2015). *Earth and Planetary Science Letters* 427, 112-124.

Omodeo Salé, S., Gennari, R., Lugli, S., Manzi, V. y Roveri, M. (2012). *Basin Research* 24, 314-337.

Rohling, E.J. y Hilgen, F.J. (1991). *Geologie en Mijnbouw* 70, 253-264.

Rosell, L., Ortí, F. y García-Veigas, J. (1994). *Geogaceta* 15, 82-85.

Rossignol-Strick, M. (1985). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 49, 237-263.

Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., ... y Stoica, M. (2014). *Marine Geology* 352, 25-58.

Shearman, D.J. y Ortí Cabo, F. (1976). *Memorie della Società Geologica Italiana* 16, 327-340.

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Dinarès-Turell, J., Lancis, C., Tent Mandúls, J.E., Viseras, C. y Yébenes, A. (2008). *Sedimentary Geology* 203, 267-288.

Van der Laan, E., Gaboardi, S., Hilgen, F.J. y Lourens, L.J. (2005). *Palaeoceanography* 20, 2-22.