

La ruptura de la plataforma carbonatada del Lías Inferior en el Subbético Oriental (Provincias de Murcia y Alicante): Distribución de facies y valores isotópicos del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, C y O

L. M. Nieto¹, P. A. Ruiz-Ortiz¹, J. Rey², y M. I. Benito³

¹ Dpto. de Geología, Universidad de Jaén. 23071 Jaén. lnieto@ujaen.es paruiz@ujaen.es

² Dpto. de Geología, E.U.P. de Linares, Universidad de Jaén. 23700 Linares. jrey@ujaen.es

³ Dpto. de Estratigrafía, Fac. CC. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid. maribel@geo.ucm.es

ABSTRACT

The carbonate rocks of the upper part of the Gavilán Fm from the Eastern Subbetic are studied. They have been dated as Early Pliensbachian (carixian) in age and they were deposited in a carbonate platform. The stratigraphic and facies analysis show that the general scheme proposed by Ruiz-Ortiz et al. (2004) for the middle and upper member of the formation, each of them interpreted as a depositional sequence, can be easily applied. Moreover, a third sequence can be differentiated from the unusual record of upper Carixian sediments in some of the studied sections. The evolution of the content in $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, is also analyzed from belemnites rostra. The values of these isotope ratios range between their characteristic values for the Pliensbachian according to different authors. Some critical variations can be correlated with those proposed for equivalent ages by other authors.

Key words: Subbetic, Early Liassic, Chemostratigraphy, Sr, C and O isotopes, Platform drowning.

INTRODUCCIÓN

La Formación Gavilán del Lías inferior, definida por Van Veen (1969) en la Sierra del Gavilán, cercana a Caravaca de la Cruz (Murcia), constituye uno de los términos litológicos carbonáticos de más amplio afloramiento en todo el ámbito de las Zonas Externas Béticas. Van Veen (*op. cit.*) reconoció en ella tres miembros, subdivisión, muy útil en la práctica, usada por autores posteriores que han trabajado en el Subbético del sector oriental de las Zonas Externas (*e.g.* Rey, 1993; Nieto, 1997). Recientemente, Ruiz-Ortiz *et al.* (2004) han definido dos secuencias deposicionales que coinciden en su extensión vertical con los miembros medio y superior de la formación en sus afloramientos del sur de la provincia de Murcia y norte de la de Almería. Los límites de estas secuencias deposicionales, discontinuidades notadas en el trabajo citado como R1, R2 y R3 respectivamente, se generaron en relación con eventos tectónicos que supusieron la fracturación y, finalmente, el abandono por inundación (*drowning*) de la plataforma carbonatada que constituyó el ámbito de depósito de la Fm Gavilán.

En esta contribución se presenta la distribución de facies de la parte alta y del techo de la Fm Gavilán en diversos afloramientos del Subbético oriental (Fig. 1). En concreto se han estudiado diez columnas estratigráficas, nueve situadas en los afloramientos subbéticos de las provincias de Murcia

y Alicante y una localizada en la provincia de Granada, cerca del límite con la de Murcia. Además, se presentan los primeros datos sobre Estratigrafía de isótopos de C, O y Sr, obtenidos a partir del análisis de muestras de belemnites tomados en algunas de estas secciones. Todos estos datos forman parte del registro de la evolución que siguió la plataforma carbonatada del Lías inferior hasta su desaparición como tal del ámbito paleogeográfico del Subbético.

ESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS DE FACIES

En la figura 2 se recoge la bioestratigrafía y cronostratigrafía de los materiales estudiados, que son de edad Pliensbachense. Se utilizan las divisiones bioestratigráficas que Rivas (1979) y Braga (1983) hicieron para el carixiense y domeriense de la Zona Subbética. Los ammonites del carixiense son muy escasos, y los del domeriense inferior, más abundantes, aparecen en niveles condensados. Las rocas estudiadas se disponen sobre calizas y dolomías, con facies de laminas algales que se generaron en contextos mareales durante el Sinemuriense (Fig. 2). En el techo de ellos, Ruiz-Ortiz *et al.* (2004) han reconocido una ruptura estratigráfica (R1) que, utilizando los isótopos del Sr (valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), dataron como parte baja de la biozona de *jamesoni* (Carixiense inferior). En la columna 6, sobre la facies mareales del Sinemuriense existe una superficie

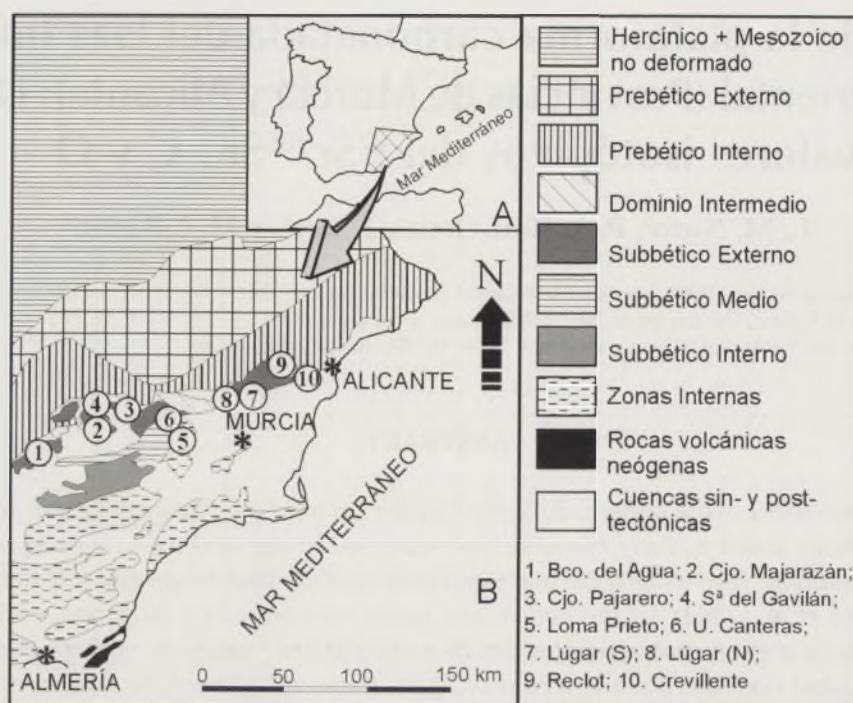


FIGURA 1. Localización geográfica y geológica de las columnas estratigráficas estudiadas.

controlada por paleofallas normales que está tapizada por una fina costra de óxidos de Fe. Esta superficie, techo del miembro inferior de la Fm Gavilán (R1, Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004), lleva asociado un hiato que abarca buena parte del carixiense inferior y medio.

Los materiales que se disponen sobre esta ruptura presentan facies variadas. En las secciones 1 y 2 (Fig. 2), se encuentran unas calizas con sílex, típicas de medios hemipelágicos, que cambian lateralmente a otras de plataforma interna, entre las que resaltan las calizas de *Lithiotis*, término de facies que en adelante usaremos para referirnos a ellas (Fig. 2). Estas últimas facies se observan en las demás secciones. El techo de las calizas de *Lithiotis*, paso a las calizas de crinoides que se le superponen, ha sido correlacionado por Ruiz-Ortiz *et al.* (2004) con el límite de secuencia R2 el cual datan, mediante isótopos de Sr obtenidos del análisis de conchas de braquiópodos, como parte media-alta de la biozona de *ibex*.

Tanto sobre las calizas con sílex como sobre las calizas de *Lithiotis*, aparecen facies de plataforma externa, esencialmente calizas de crinoides que, a menudo, muestran laminaciones o estratificaciones cruzadas, localmente de gran escala (Ruiz-Ortiz, *et al.*, 2004). En la sección 1 es posible que esté representado el carixiense medio y superior (biozonas de *ibex* y *davoei* respectivamente) (Braga, 1983). Se trataría de la única sección, junto con parte de la 2, en la que estaría representado el carixiense superior. En las columnas 4 y 6 a 10 (Fig. 2), en el techo de estos materiales se observa una superficie irregular que ha sido interpretada como un paleokarst, controlado por tectónica de fractura. Esta superficie corresponde a la discontinuidad R3 de Ruiz-

Ortiz *et al.* (2004), techo de la Fm Gavilán en las secciones estudiadas por estos autores y en las secciones 3 a 10 de las incluidas en este trabajo. En todas estas secciones (3 a 10, Fig. 2) la discontinuidad R3 lleva asociado un hiato que abarcaría la biozona de *davoei* (carixiense superior).

Los materiales del domeriense inferior y medio (Fig. 2) están representados por *hardgrounds* y/o niveles condensados que han aportado ammonites que permiten caracterizar las subzonas de *portisi* (secciones 5, 7 y 10), *portisi + cornacaldense* (columnas 4 y 9), *ragazzoni* (sección 1), *ragazzoni + bertrandi* (columna 10) y *bertrandi* (columna 8).

A partir de la variación lateral y vertical de las facies que caracterizan el carixiense, se detecta una evolución desde contextos someros, de plataforma interna, hacia medios algo más profundos, de plataforma externa. Esta profundización fue interrumpida al final del carixiense medio (parte alta de la biozona de *ibex*), por un proceso de emersión que determinó la formación en diversas áreas de un paleokarst. En las áreas representadas por las secciones 1 y 2 (Fig. 2) se detecta por el contrario una tendencia opuesta con el paso de las calizas con sílex, lateralmente equivalentes de las calizas de *Lithiotis*, a calizas de crinoides, lo que representa un cambio energético probablemente relacionado con una somerización. Otra área con una evolución particular es la representada por la sección 6 que permaneció emergida durante el carixiense inferior y parte del carixiense medio (biozonas de *jamesoni* e *ibex p.p.*).

En conjunto, esta distribución y evolución de las facies encaja bastante bien en el esquema trazado por Ruiz-Ortiz *et al.* (2004), de modo que se pueden diferenciar dos secuencias deposicionales separadas por las discontinuidades R1, R2 y

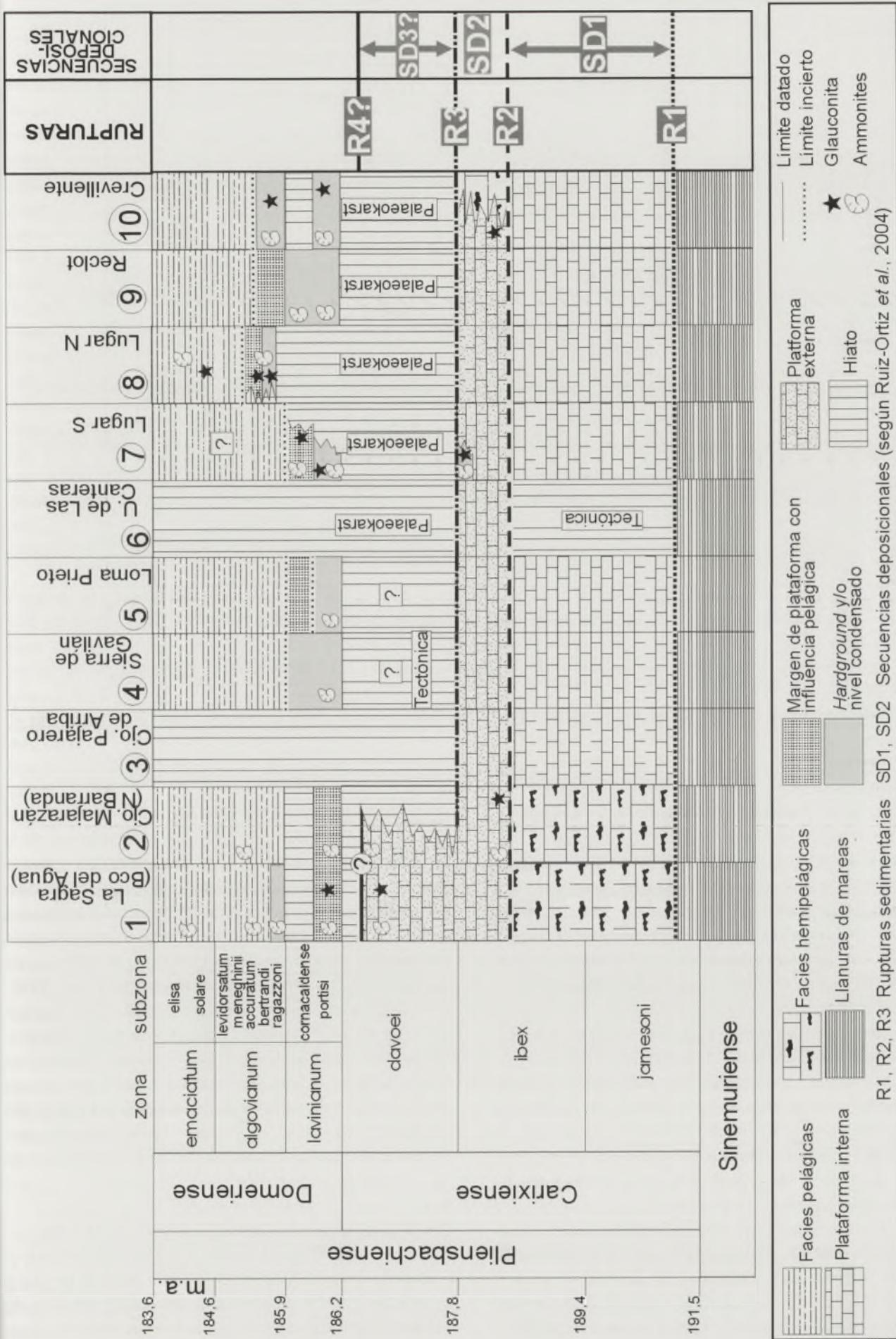


FIGURA 2. Cuadro bio-crono-estratigráfico para los materiales del Carixiense y Domeriense estudiados.

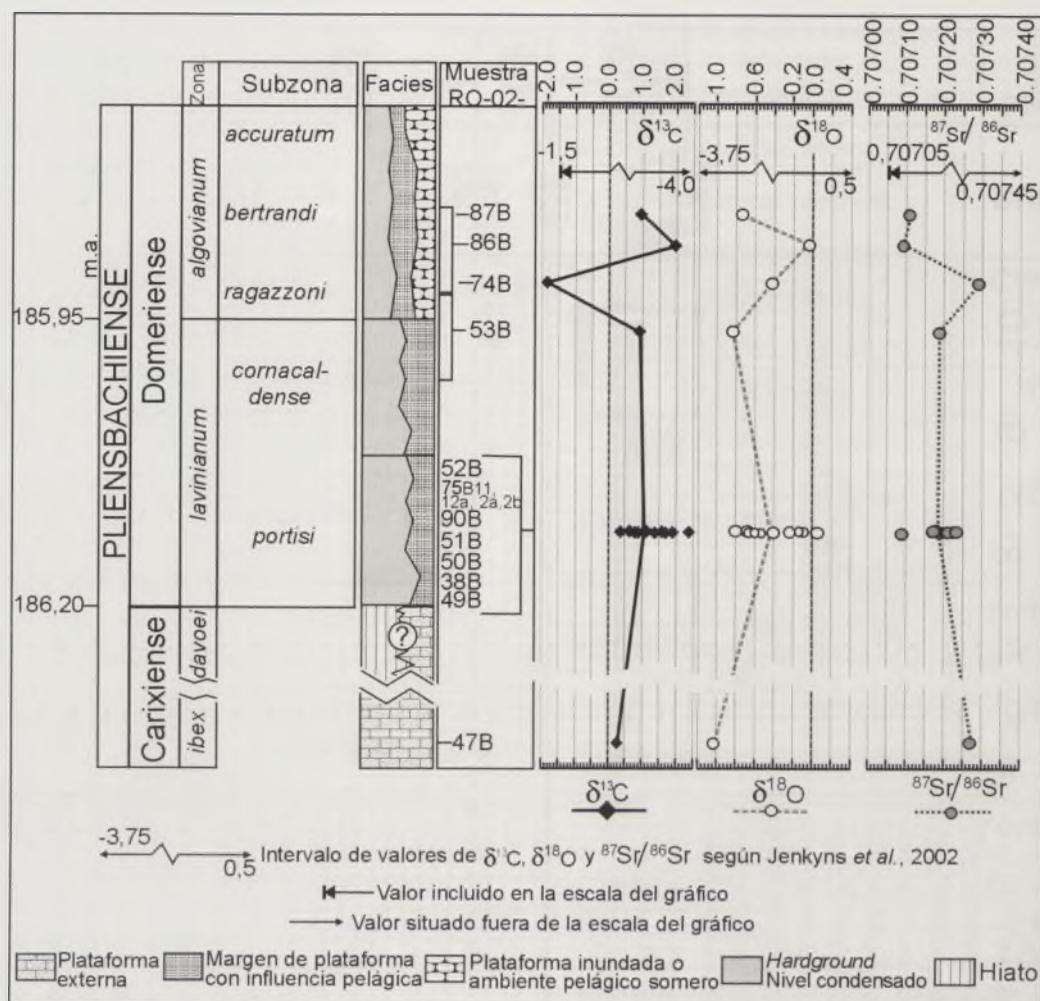


FIGURA 3. Valores de los isótopos de C ($\delta^{13}C$), O ($\delta^{18}O$) y Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$) obtenidos de los rostros de belemnites tomados en los materiales del Pliensbachiense estudiados.

R3 (Fig. 2), las cuales son a su vez límites de secuencias. Además, la presencia de registro durante el carixiense superior en la sección 1, y en parte en la 2, permite diferenciar una nueva secuencia deposicional cuyo límite inferior sería posiblemente en estas áreas una superficie de conformidad correlativa, correlacionable con la ruptura R3 de Ruiz-Ortiz et al. (2004). El límite superior de esta secuencia (R4, Fig. 2), coincidiría con el techo de las calizas de crinoides en la sección 1 y en parte en la 2, donde Braga (1983) llega a datar el carixiense superior (*Radstockiceras sp.* y *Proto-grammoceras dilectum*). En el resto de las secciones donde la secuencia SD3 no está representada, el posible hiato asociado a su límite superior, R4, se superpondría al asociado a R3, restituyéndose la sedimentación con la inundación de los bloques emergidos coincidiendo con la transgresión que originaría el *drowning* (inundación) de las plataformas, ya durante el domeriense.

El comienzo de la sedimentación pelágica fue heterocrónico (Fig. 2). Se generalizaría a partir de la biozona de *algovianum* (domeriense medio), excepto en las secciones 3 y 6, donde los primeros sedimentos pelágicos son de edad Toarciense Medio y Jurásico Superior, respectivamente. La

gran variabilidad lateral en la edad de los niveles condensados, de los *hardgrounds*, de los hiatos y de comienzo de la sedimentación pelágica, así como las tendencias opuestas en la evolución secuencial, denotan un contexto sometido a una importante actividad tectónica. Esta actividad tectónica sinsedimentaria compartimentaría la plataforma carbonatada en pequeños surcos y umbrales generados en relación con semigrábenes (Nieto et al., 2002; Ruiz-Ortiz et al., 2004), en general muy someros, en los que han quedado registrados cambios relativos del nivel del mar de signo contrario. Si bien, en conjunto, existen ciertos rasgos comunes en la evolución de las secuencias deposicionales que marcan una tendencia general a la profundización a lo largo del Pliensbachiense, se detectan diferencias de detalle de unas secciones a otras que reflejarían la evolución particular de cada bloque de falla.

ESTRATIGRAFÍA DE ISÓTOPOS DE C, O Y Sr

Se han analizado las relaciones isotópicas de C y O, y la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ en rostros de belemnites tomados de niveles pertenecientes a las biozonas de *lavinianum* a *algo-*

vianum. En todos los casos, la extracción de las muestras para la realización de los análisis se ha hecho sobre láminas delgadas de 200 a 500 micras de espesor mediante un torno de dentista acoplado a una lupa binocular. Previamente a su extracción, se llevó a cabo el estudio petrográfico de las láminas mediante microscopía de luz transmitida y catodoluminiscencia, y se realizó una microcartografía de cada uno de los belemnites con el fin de discriminar las zonas alteradas diagenéticamente y extraer las muestras exclusivamente de las zonas no alteradas (no luminiscentes). Los análisis isotópicos de C y O se han llevado a cabo en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Michigan y los isótopos de Sr en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica y Geocronología de la Universidad Complutense de Madrid. Los datos isotópicos de C y O se han calibrado con el estándar NBS-19 y los de Sr con el estándar NBS-987. Asimismo, sobre las mismas láminas delgadas se ha llevado a cabo el análisis del contenido en Ca, Mg, Sr, Na, Fe y Mn de cada uno de los belemnites que también han sido utilizados para comprobar la ausencia de alteración diagenética de las muestras analizadas. Los análisis de geoquímica elemental se han llevado a cabo en el ICP-masas de la Universidad de Michigan.

En la figura 3 se representan los valores obtenidos en función de la posición cronoestratigráfica de las muestras. Las muestras procedentes de niveles con idéntica datación pero de diversos afloramientos, no es posible ordenarlas en el tiempo por lo que se representan en una misma isocrona. Este es el caso, por ejemplo, de las muestras de la subzona de *portisi* (Fig. 3). Igualmente si una muestra procede de un nivel que haya proporcionado ammonites de dos biozonas o subzonas, el valor correspondiente se sitúa en una posición central con respecto a dichas unidades biocronoestratigráficas.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos quedan comprendidos entre $-1,78\text{‰}$ (muestra RO-02-74B; subzona de ammonites de *ragazzoni*) y $2,35\text{‰}$ (muestra RO-02-52B; subzona de ammonites de *portisi*). A excepción del dato mínimo expresado, todos los demás datos obtenidos se encuentran dentro del rango indicado por Jenkyns *et al.* (2002) para el Pliensbachiense. La curva dibujada en la Fig. 3 se ha hecho pasar por el punto que representa la media aritmética ($1,19\text{‰}$) de todos los valores de $\delta^{13}\text{C}$ correspondientes a la subzona de ammonites de *portisi*. Dicha curva muestra una excursión negativa del C en la subzona de *ragazzoni*, seguida por otra positiva en las biozonas *ragazzoni* + *bertrandi*, que podría correlacionarse con la que Jenkyns *et al.* (2002) detectaron en la subzona de *subnodosus* (domeriense medio).

Los valores obtenidos para el $\delta^{18}\text{O}$ se sitúan entre $-1,03\text{‰}$ (muestra RO-02-47B; zona de ammonites de *ibex*) y $0,03\text{‰}$ (muestra RO-02-90B; subzona de ammonites de *portisi*). Todos los valores obtenidos quedan dentro del rango ($-3,75\text{‰}$ y $0,5\text{‰}$) que según Jenkyns *et al.* (2002) caracteriza al Pliensbachiense. La curva dibujada en la Fig.

3 se ha hecho pasar por el valor que representa la media aritmética ($-0,45\text{‰}$) de todos los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos de las muestras de la subzona de *portisi*. Se puede destacar la existencia de una posible excursión positiva en las biozonas de *ragazzoni* + *bertrandi*, correlacionable con la observada en la base de la zona de *margaritatus* (domeriense inferior-medio) por Rosales *et al.* (2001).

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se encuentran en un intervalo comprendido entre 0,707088 y 0,707290 (RO-02-86B y RO-02-74B), dentro del rango que han dado para el Pliensbachiense diferentes autores (e.g. 0,70705 a 0,70745, Jenkyns *et al.*, 2002). La curva que une estos datos (Fig. 3), sujeta a las limitaciones ya indicadas, se ha hecho pasar por la media aritmética (0,707185) de los valores correspondientes a la subzona de ammonites de *portisi*. Cabe destacar que excepto el dato de la muestra RO-02-90B (0,707094) los demás resultados (9 datos) tienen muy poca dispersión y se encuentran dentro del intervalo 0,707177 (RO-02-50B) - 0,707229 (RO-02-38B). En conjunto, la curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la Fig. 3 muestra una tendencia al decrecimiento de los valores de esta relación a lo largo del Pliensbachiense, como han puesto de manifiesto diferentes autores (Gröcke, 2001; Jenkyns *et al.*, 2002) si bien con una posible excursión hacia valores más positivos en la subzona de ammonites de *ragazzoni* (domeriense medio; muestra RO-02-74B).

AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado en el seno del Grupo de Investigación RNM-200 (Junta de Andalucía) y del Proyecto de Investigación BTE2000-1151 financiado por la Dirección General de Investigación del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

- Braga, J. C. (1983): *Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, S de España)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 410 p.
- Gröcke, D. R. (2001): *Isotope stratigraphy and ocean-atmosphere interactions in the Jurassic and Early Cretaceous*. Tesis doctoral, Universidad de Oxford.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P. y Parkinson, D. N. (2002): Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society, London*, 159: 351-378.
- Nieto, L. M. (1997): *La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 562 p.
- Nieto, L. M., Ruiz-Ortiz, P. A. y Rey, J. (2002): La ruptura de la plataforma carbonatada liásica en la unidad del Jabalcuz (Dominio Intermedio, prov. de Jaén). *Geogaceta*, 32: 279-281.
- Rey, J. (1993): *Análisis de la cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal de Caravaca*

- Vélez-Rubio. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 460 p.
- Rivas, P. (1979): Zonación del Carixiense en la Zona Subbética. *Cuadernos de Geología*, 10: 383-388.
- Rosales, I., Quesada, S. y Robles, S. (2001): Primary and diagenetic isotopic signal in fossils and hemipelagic carbonates: the Lower Jurassic of northern Spain. *Sedimentology*, 48: 1149-1169.
- Ruiz-Ortiz, P. A., Bosence, D. W. J., Rey, J., Nieto, L. M., Castro, J. M. y Molina, J. M. (2004): Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research*, 16: 235-257.
- Van Veen, G. W. (1969): *Geological investigations in the region of Caravaca South Eastern Spain*. Tesis doctoral, Universidad de Amsterdam, 143 p.