

XXIII JORNADAS DE LA SOCIEDAD  
ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA  
Caravaca de la Cruz 3-6 de Octubre de 2007  
GUÍA DE EXCURSIONES



# XXIII JORNADAS DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA

Caravaca de la Cruz 3-6 de Octubre de 2007

## GUÍA DE EXCURSIONES

**Editores:**

**Julio Aguirre**

**Miguel Company**

**Francisco J. Rodríguez Tovar**

**Instituto Geológico y Minero de España**

**y**

**Universidad de Granada**

**2007**

**XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología  
(Caravaca de la Cruz, 3-6 de Octubre de 2007). Guía de  
Excursiones**

**Editores: Julio Aguirre, Miguel Company y Francisco J.  
Rodríguez-Tovar**

**Edita: Instituto Geológico y Minero de España y Universidad de  
Granada**

**Imprime: Copicentro Granada S.L., Granada**

**I.S.B.N.: 84-96856-21-6**

**Depósito legal: GR-2082/2007**

Ejemplo de cita: Jiménez, A.P. y Rivas, P. 2007. El OAE toarciense en la secuencia de la Fuente de la Vidriera, Zona Subbética, región de Caravaca (Murcia). In: *XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (Caravaca de la Cruz, 3-6 de Octubre de 2007). Guía de Excursiones* (Eds.: J. Aguirre, M. Company, y F.J. Rodríguez-Tovar). Instituto Geológico y Minero de España y Universidad de Granada, 5-18.

# **XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (Caravaca de la Cruz, 3-6 de Octubre de 2007)**

## **ORGANIZAN:**

- **Sociedad Española de Paleontología**
- **Universidad de Granada**

## **PATROCINA:**

- **Excelentísimo Ayuntamiento de Caravaca de la Cruz**

## **COLABORAN:**

- **Consejería de Educación y Cultura de la Región de Murcia**
- **Instituto Geológico y Minero de España**
- **Programa Internacional de Geociencias. IGCP-Unesco**
- **Asociación Cultural Paleontológica Murciana**
- **Centro de Profesores y Recursos de Cehegín**
- **IES San Juan de la Cruz de Caravaca**
- **CajaGranada**



## **Excursión A**

### **Eventos en el Mesozoico de Caravaca**

#### **1. El OAE toarciense en la secuencia de la Fuente de la Vidriera, Zona Subbética, región de Caravaca (Murcia)**

**Antonio P. Jiménez y Pascual Rivas**

#### **2. El evento anóxico Faraoni (Hauteriviense superior) en el río Argos (Caravaca, SE de España): posibles causas y efectos**

**Miguel Company, Roque Aguado, José Sandoval y José M. Tavera**

#### **3. Geobioeventos en el tránsito Cretácico–Paleógeno en la sección del Barranco del Gredero (Caravaca)**

**Marcos Lamolda y Francisco J. Rodríguez-Tovar**



## **El OAE toarciense en la secuencia de la Fuente de la Vidriera, Zona Subbética, región de Caravaca (Murcia)**

**Antonio P. Jiménez y Pascual Rivas**

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada; apablojj@ugr.es; privas@ugr.es

### **INTRODUCCIÓN**

En los últimos años han recibido una atención especial los denominados Eventos Anóxicos Oceánicos (OAE), definidos así por Schlanger & Jenkyns (1976) para el Cretácico, después extendidos también al Toarciense (Jenkyns, 1985). Con anterioridad existían múltiples trabajos sobre las facies negras toarcienses (“black shales”, “jet rock”, etc.) que, con diferentes nombres, eran conocidas en el norte de Europa, sobre todo Inglaterra y Alemania, y se consideraban depositadas en un medio pobre en oxígeno. Las calizas (pizarras) de Hölzmaden se conocen desde el siglo XVIII y XIX y tienen un interés especial por su carácter de esquistos cartón con gran cantidad de fósiles de vertebrados e invertebrados muy bien conservados (lagerstätten). Lo mismo se podría decir del Toarciense de Yorkshire con faunas de ammonoideos muy características.

El evento se definió como un periodo de tiempo caracterizado por el depósito de sedimentos con una tasa alta de materia orgánica, por efecto del depósito o la conservación. Los estudios de los años ochenta y primeros de los noventa corresponden sobre todo a Jenkyns (Jenkyns, 1980, 1985, 1988; Jenkyns & Clayton, 1986; Farrimond *et al.*, 1989; Jenkyns *et al.*, 1991, etc.), que avanzaron en la caracterización geoquímica y pusieron de manifiesto que el OEA coincide también con anomalías positivas (“excursiones positivas”) del  $\delta^{13}\text{C}$  en secuencias del Tetis, presentes también en facies negras, más o menos desarrolladas (Monaco *et al.*, 1994; Parisi *et al.*, 1995, etc.). A las localidades estudiadas en los Alpes, Apeninos, Dináridos, Cárpatos, Hellenidos y el Atlas tunecino se añadieron, en los años noventa, las Cordilleras Béticas (Jiménez *et al.*, 1996). Se habían reconocido también estas facies en áreas extensas del norte de Europa, en zonas correspondientes a los mares jurásicos epicontinentales (Hallam & Bradshaw, 1979; Fleet *et al.*, 1987; Hallam, 1988, etc.), y en otras áreas como Alaska, Canadá, Japón, Madagascar, Australia, Argentina, según han puesto de manifiesto, entre otros, Jenkyns (1988) y Hallam (1991) así como en el Tibet. En la actualidad su extensión permite reconocerlas como relacionadas con un evento global.

Posteriormente a la definición del OAE toarciense se añadieron nuevos datos y registros. A la presencia de facies ricas en materia orgánica se unieron las anomalías positivas de  $\delta^{13}\text{C}$  y se asumió que ambos fenómenos estaban relacionados y posiblemente tenían igual origen. Los estudios se han ampliado desde los años noventa, de forma que en la actualidad se considera que el OAE toarciense es el fenómeno más importante de ese tipo del Jurásico, con consecuencias en el clima, en la sedimentación y, como hecho notorio, en extinciones y cambios en la flora y en la fauna, al menos marinas, fenómenos sólo insinuados previamente (Jenkyns *et al.*, 1985; Hallam, 1987, etc.).

Sin pretender ser exhaustivos, coinciden en el Pliensbaquiense superior y Toarciense inferior, época del evento, fenómenos como:

a) El paso de un provincialismo biogeográfico, bien establecido en los ammonoideos, muy acusado en el Pliensbaquiense, a un cosmopolitismo en el Toarciense medio, aunque

también se reconoce en algunos momentos del Toarciense inferior.

b) La presencia generalizada de facies ricas en materia orgánica, manifestamente margosas, con episodios en algunos puntos de materiales silíceos o calizos muy particulares.

c) Un registro fósil de ammonoideos discontinuo, no explicable por razones tafonómicas, ni de tipo biogeográfico estricto, pues existen niveles muy bien definidos por la abundancia de dactyliocerátidos y de hildocerátidos.

d) La biostratigrafía, debido a lo anterior, tiene grandes imprecisiones y hace difíciles las correlaciones, fáciles, en cambio, para la base del Toarciense y para el inicio del Toarciense medio.

e) Anomalías geoquímicas positivas de  $\delta^{13}\text{C}$ , a las que se han añadido posteriormente otras anomalías, sobre todo variaciones negativas (en casos también positivas) en el  $\delta^{13}\text{C}$ , y  $\delta^{18}\text{O}$ .

f) Estas alteraciones se relacionan también con cambios en los niveles de isótopos de Nitrógeno.

g) El estudio de detalle de los restos de microorganismos (fauna y flora), y de los macroorganismos pone de manifiesto un episodio de extinción general y de recuperación inmediata, que se considera el más intenso del Jurásico.

h) Se han podido correlacionar fenómenos volcánicos y de escape de metano que pueden explicar la anoxia y en parte la extinción, y acercan a este evento al de PETM (máximo térmico del Paleoceno-Eoceno).

i) Presencia de grandes cambios climáticos, calentamiento en relación con el escape de metano en la atmósfera.

## LA SECUENCIA TOARCIENSE DE LA FUENTE DE LA VIDRIERA

La visita tiene por objeto la observación de los sedimentos del Toarciense inferior de la secuencia de La Fuente de la Vidriera de interés, además de por su proximidad a Caravaca, por ser una de las sucesiones más características para esta edad, en la que se han estudiado las anomalías geoquímicas del OAE toarciense. Su estudio futuro, más detallado, podrá contribuir a la verificación de las hipótesis actualmente en desarrollo.

La excursión se basa en los datos obtenidos para el trabajo de Jiménez *et al.* (1996) por lo que no se considerarán nada más que como hipótesis, algunas teorías que, en la actualidad, con los nuevos estudios aparecidos desde el año 2000, abren nuevas posibilidades de investigación, que se considerarán someramente en este trabajo.

La secuencia tiene especial interés pues una parte importante de los datos obtenidos para ella son equivalentes a los conocidos en otros puntos de la Zona Subbética por lo que, al menos para aspectos bioestratigráficos y geoquímicos, es especialmente representativa. Asimismo se corresponde con las secuencias que presentan un cierto enriquecimiento en materia orgánica y un carácter marcadamente margoso de las facies. Para estudios futuros tiene además el interés de su espesor pues en la propia secuencia de la Fuente de La Vidriera, o en la de Guarrumbre, inmediatamente al norte, se dan los máximos espesores del Toarciense inferior en las Cordilleras Béticas.

En la mayor parte de las descripciones se han mantenido las figuras del trabajo referido, de las que no se han eliminado los de otros puntos de la Zona Subbética, pues ponen de manifiesto las características diferenciales de esta secuencia, así como la constancia y amplitud de las características geoquímicas y bioestratigráficas. Todo ello a pesar de las fuertes diferencias de facies, que van desde las de tipo “ammonitico rosso” a

las margocalizas relativamente competentes y a las claramente margosas que nos ocupan. Aunque se representan los datos del Toarciense inferior y medio, sólo los primeros caen dentro del interés de este trabajo.

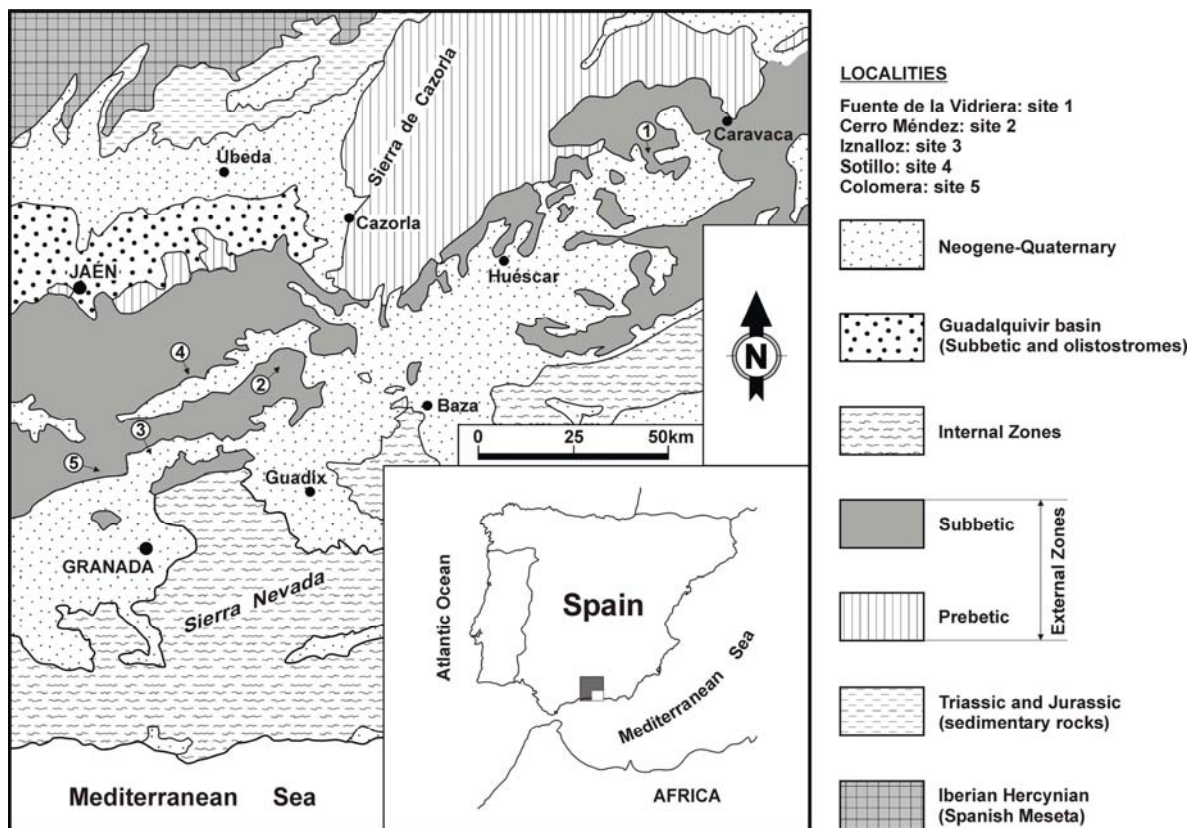


Fig. 1. Situación geológica. Unidades paleogeográficas. (Tomado de Jiménez *et al.*, 1996).

### Situación geográfica y geológica

La Zona Subbética, como parte del margen sur ibérico, tiene para el estudio del evento anóxico, el interés de ser el dominio más occidental del Tetis, de su paleomargen norte, en las proximidades del protoatlántico. El estudio detallado del mismo en la Cuenca Lusitánica (Hesselbo *et al.*, 2007) puede permitir realizar una correlación precisa entre los niveles bioestratigráficos y quimioestratigráficos más interesantes.

La secuencia estudiada se sitúa a 15 km al oeste de la localidad de Barranda (provincia de Murcia), próxima a Caravaca, en la parte oriental de la Zona Subbética (Fig. 1), entre las coordenadas WG 778-125 y WG 776-129. Al lugar, próximo a la planta embotelladora de La Fuente de la Vidriera (Fuente Acualia), se accede por la carretera C-330 (Huéscar-Caravaca), desde donde en las coordenadas 30 S05 7851 / 42 11569 se toma la desviación hacia el norte (Iznmazares), para de nuevo virar hacia el este (Fuente Acualia) en 30 S05 76102 / 42 07868, hasta el punto en que la carretera corta con la Rambla de la Fuente de la Vidriera en 30 S05 78510 / 42 11569. La sucesión del Domeriense-Toarciense se inicia a partir de un kilómetro de ese punto dentro de la rambla principal, normalmente seca.

De acuerdo con Rey (1993) la zona se puede incluir dentro del Subbético Externo meridional, aunque en el trabajo se pueden encontrar hasta ocho clasificaciones paleogeográficas diferentes con sus equivalencias. Se incluyen en el Subbético Externo las sucesiones con Jurásico medio-superior fundamentalmente carbonatado, de escasa potencia formado por calizas con sílex y calizas nodulosas que se reconoce en la mayor parte de la extensión lateral Cordillera Subbética.

Dentro de este tipo de secuencias las hay que presentan materiales del Dogger-Malm superpuestos directamente a las calizas del Lías inferior y Carixiense-Domeriense inferior (medio?), mientras que otras, como la que nos ocupa, se caracterizan por la presencia de margas y margocalizas del Domeriense-Toarciense de diversa potencia. Dentro de este conjunto hay diferencias de detalle de unos puntos a otros.

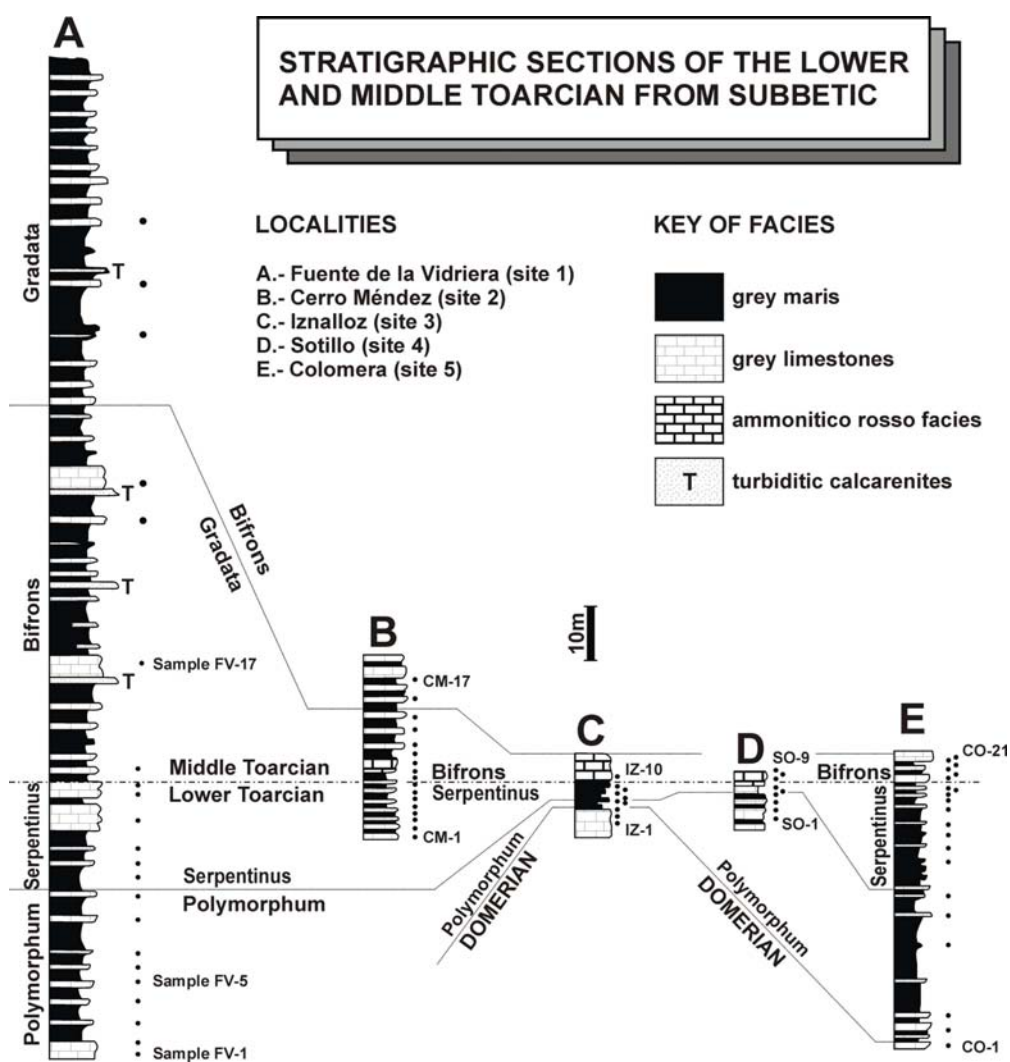


Fig. 2. Secuencias de Toarciense inferior y medio en la Zona Subbética. Las muestras corresponden al trabajo de Jiménez *et al.* (1996).

La Secuencia de la Fuente de La Vidriera-Guarrumbre, en la zona de Mojantes-La Solana (Fig. 2), se caracteriza por presentar unas facies margosas del Domeriense-Toarciense muy potentes y por la presencia, como en la zona de Huéscar, de un paquete de calizas micríticas, tabulares, de aspecto muy característico (“calizas tresillo” en argot) en la parte alta del Toarciense inferior, poco antes del inicio de la Zona de *bifrons*.

## Las facies del Toarciense inferior y medio

Tal como se puede observar en los cortes y cartografía (Figs 3 y 4), en la zona sur los materiales margosos del Lías superior (Formación Zegri) están cubiertos por sedimentos del Mioceno y Cuaternario. Más al norte, en plena rambla, afloran directamente los materiales margosos del Domeriense superior y Toarciense, como alternancias de margas y margocalizas de las que se estudiaron con precisión los correspondientes al Toarciense inferior y medio con una potencia total superior a los 160 m.

En el corte superior de la figura 3 aparece una simplificación de la estructura de la zona en la que es visible, de forma esquemática, el intenso fallado que afecta a estos materiales, lo que no permite levantar una sucesión continua. Sin embargo, a través de un control bioestratigráfico preciso, y de la correlación a través de algunos niveles característicos, se ha podido realizar una secuencia sintética a partir de tres sucesiones parciales (Jiménez, 1986), que en su conjunto abarcan el Toarciense inferior y medio: zonas de *polymorphum*, *serpentinus*, *bifrons* y *gradata*.

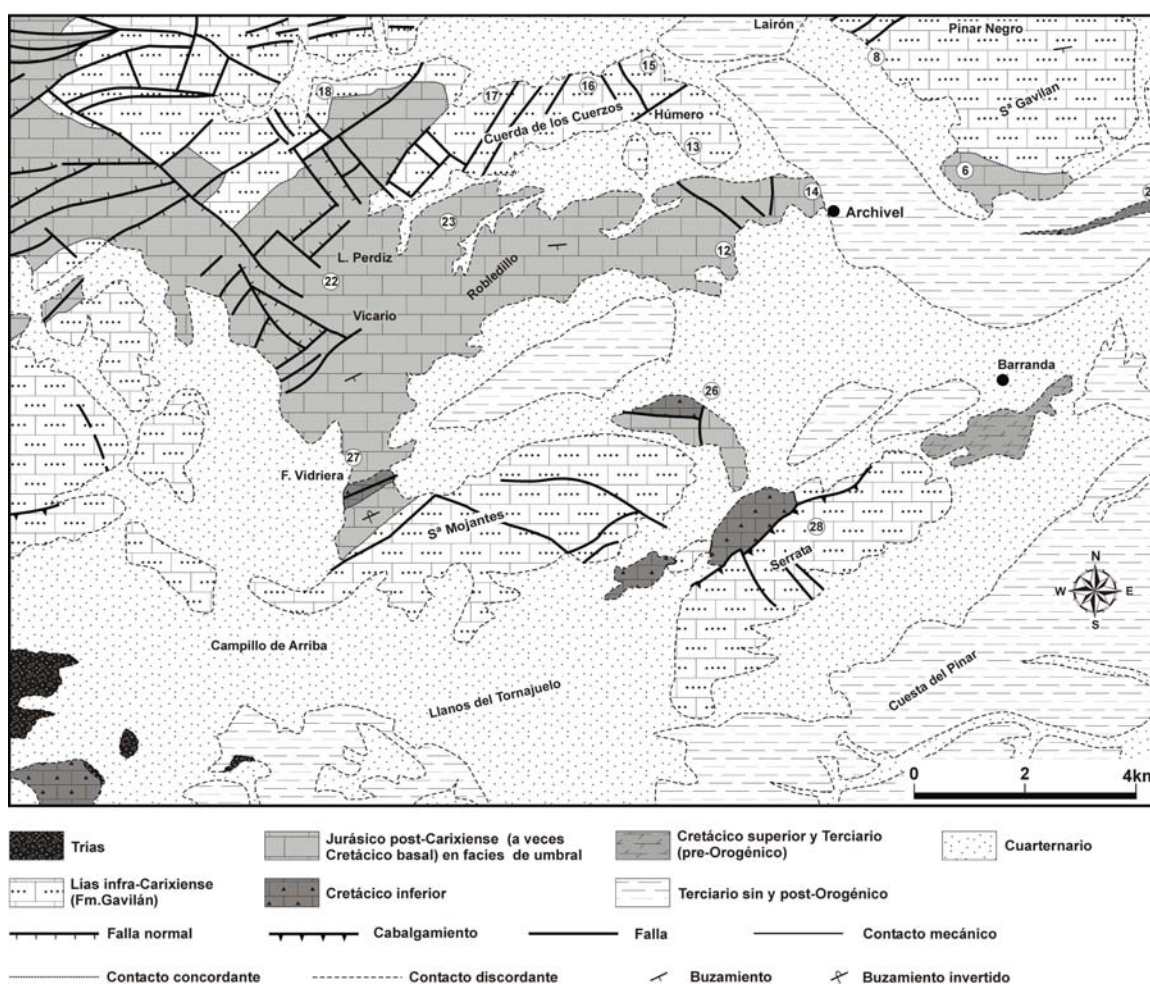


Fig. 3. Cartografía geológica esquemática de la zona. Tomada de Rey (1993).

En la figura 4 se puede observar la secuencia del Toarciense inferior y medio en toda su extensión, en comparación con otras de la Zona Subbética, correspondientes a diferentes dominios dentro del Subbético Medio, con una potencia por lo general menor, excepto en Colomera, para el Toarciense inferior, aunque esta última presenta las zonas de *bifrons* y

*gradata* manifiestamente reducidas, en facies “ammonitico rosso”.

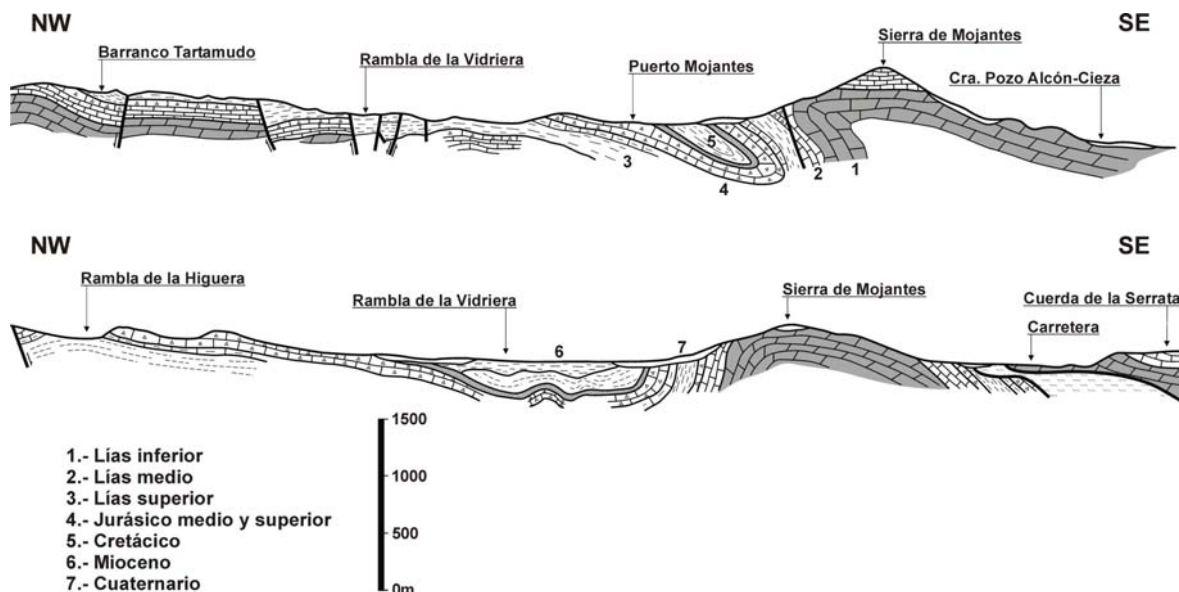


Fig. 4. Cortes geológicos en la zona de la Fuente de la Vidriera. El superior fue levantado unos 2 km al norte del inferior. Hoja Caravaca. Plan MAGNA.

El Toarciense inferior tiene una potencia de 50 m (Fig. 5), formado por alternancias de margas y margocalizas de color gris oscuro, en la parte inferior (zona de *polymorphum*), y gris más claro en la parte superior (zona de *serpentinus* p.p.). De forma general la potencia de cada alternancia es de entre dos y tres metros, y se puede calcular una tasa de sedimentación media de 25 mm/ka, lo que supone unos 50m/2m.a., que, por el número de alternancias, corresponde bastante aproximadamente con los ciclos de Milankovitch. En el Toarciense medio, con una duración equivalente, la potencia, en cambio, es de entre 100 y 110 m, lo que supone una tasa de sedimentación mucho mayor, casi 50 mm/ka, manifiestamente una de las mayores de las Cordilleras Béticas. Los cálculos anteriores se han hecho sobre los datos de Graciansky *et al.* (1993) que pueden ser complementados por los de Hardenbol *et al.* (1998) que, con la colaboración del autor anterior, modifican las dataciones absolutas que rebajan substancialmente (un 20%) la tasa de sedimentación para la parte basal del Toarciense inferior.

En el Domeriense los niveles calizos y margocalizos tienen en muchos casos carácter turbidítico y dan paso al Toarciense basal por medio de tres estratos de margocalizas competentes y algunas intercalaciones de carácter más carbonatado que las superiores, fácilmente reconocibles en el campo y que presentan una cierta abundancia de *Dactylioceras*. En la parte alta del Toarciense inferior aparece un paquete de calizas tableadas de entre cinco y diez metros de potencia poco antes de finalizar la zona de *serpentinus*. Tanto las huellas de techo y muro como las estratificaciones cruzadas de algunos niveles apuntan hacia un origen turbidítico (Rey, 1993; Jiménez *et al.*, 1996).

### Registro fósil y bioestratigrafía

Durante casi cuarenta años se han venido estudiando, nivel a nivel, los ammonoideos del Lías de la Zona Subbética, lo que ha dado lugar a un esquema bioestratigráfico bastante

adecuado al registro, aunque no siempre tenga la precisión deseada, fundamentalmente por la ausencia de secuencias con un registro continuo de ammonoideos, por las características mediterráneas de las faunas que no permiten una fácil correlación, así como por la escasez de registro en algunos puntos.

El Toarciense inferior presenta especiales dificultades por su registro fósil discontinuo, muy pobre en fauna de ammonoideos, que tienen además un carácter fundamentalmente mediterráneo, continuidad en gran medida de las del Domeriense superior, roto sólo por la presencia repentina de los *Dactylioceras* que se usan como dato del inicio del Toarciense.

El registro del Toarciense inferior de las secuencias de la Fuente de la Vidriera, tiene, según Jiménez (1986):

1. A 2 m de la base del Toarciense: *Dactylioceras (Eodactylites) pseudocommune* (Fuc.), *D. (E.) simplex* (Fuc.), *D. (E.) polymorphum* (Fuc.), *D. (E.) mirabile* (Fuc.), *Canavaria festiva* Fuc., *Fontanelliceras fontanellense* (Gemm.), *Protogrammoceras basani* (Fuc.), *P. veliferum* (Fuc.), *Neolioceratoides hoffmanni* (Gemm.)

2. A 5 m sobre lo anterior: *D. (E.) polymorphum* (Fuc.) y *F. fontanellense* (Gemm.)

3. 40 m sin registro fósil

4. 5 m de calizas tableadas

5. 5 m de margocalizas, no visibles, hasta llegar al primer *Hildoceras sublevisoni* Fuc.

En otro punto de la rambla se encuentra una secuencia que corresponde sólo a la parte superior de la anterior en la que se observa la base de las calizas tableadas:

1. 2 primeros metros: *D. (Orthodactylites) andaluciensis* Jiménez, *Eleganticerus elegantulum* (Y. y B.), *Polyplectus discoides* (Zieten), *Hildaites* sp. e *H. striatus* Guex

2. A 5 m de la base: *Hildaites* sp., *Hildaites striatus* Guex

3. A 7,5 m de la base: *Hildaites* sp.

4. A 10,5 m *D. (O.) andaluciensis* Jiménez y *P. discoides* (Zieten)

5. A 12 m, dentro de las calizas tableadas: *D. (O.) andaluciensis* Jiménez, *E. elegantulum* (Y. y B.), *Hildaites* sp., e *H. levisoni* (Simpson)

En la secuencia de Guarrumbre, al norte inmediatamente de la anterior, *H. serpentinus* (Reink) y *D. (O.) andaluciensis* Jiménez, se sitúan por encima de las calizas tableadas.

Los horizontes bioestratigráficos 1 y 2 de Jiménez (op. cit.) se reconocen en los siete primeros metros de la secuencia, con la presencia de *Dactylioceras (Eodactylites)* y el cortejo de Hildoceratidae de afinidades domerienses. Los horizontes 3 y 4 no están caracterizados por fauna en esta secuencia. Los niveles 5 y 6 no son separables en la secuencia pues, se han encontrado prácticamente en el mismo nivel, *Hildaites striatus* y *Dactylioceras (O.) andaluciensis*. La presencia de *Hildaites levisoni* y *Dactylioceras (O.)*

*andaluciensis*, en las calizas tableadas, permite correlacionarlas con el nivel 7, mientras que el 8 con *Hildaitea serpentinus* se sitúa por encima de estos niveles.

Los niveles 1, 2, 3 corresponden a la parte inferior de la zona de *polymorphum* y el 4, más extenso y prácticamente sin fauna, a su parte superior. La zona de *serpentinus* corresponde con los niveles 5, 6, 7, 8.

Se reconocen dos zonas dentro del Toarciense inferior: *polymorphum* y *serpentinus* que se pueden correlacionar con una cierta aproximación con las de *tenuicostatum* y *serpentinus (falciferum)* en otras regiones. El límite superior se corresponde con la primera aparición de *Hildoceras* que marca el inicio de la zona *bifrons* (Toarciense medio).

Las zonaciones establecidas por Rivas (1972), Jiménez y Rivas (1979, 1991, 1992) y Jiménez (1986) para las Cordilleras Béticas se han correlacionado, por medio de la comparación directa de las faunas, con las de la Cordillera Ibérica (Goy *et al.*, 1988). Las zonas de *polymorphum* (Subbética) y *tenuicostatum* (Ibérica) tienen diferencias en la composición faunística y en la subdivisión zonal, pero la misma base (límite Domeriense-Toarciense), con la aparición de *Dactyloceras (Eodactylites)*. La zona de *serpentinus* en ambas Cordilleras, aunque con igual índice, no tienen la misma extensión y su límite inferior es anterior en la Zona Subbética, por lo que la parte alta de la zona de *tenuicostatum* (Cordillera Ibérica) se puede correlacionar con la parte inferior de la zona de *serpentinus* de la Zona Subbética. Por tanto el nivel 5 con *Hildaitea striatus*, en parte o completamente, debería correlacionarse con el techo de la zona de *tenuicostatum* (Cordillera Ibérica).

Con otras zonas de Europa hay correlaciones fiables que se basan en los trabajos de Jiménez (1986), Goy *et al.* (1988) y Elmi *et al.* (1989), etc. Las zonas no presentan especial dificultad aunque sí las subdivisiones zonales. Las correlaciones clásicas junto a los datos de Hardenbol *et al.* (1998) conceden una duración de aproximadamente un millón y medio de años para la zona de *tenuicostatum* y un millón cien mil para la de *serpentinus*.

Hesselbo *et al.* (2007) ponen de manifiesto el especial interés de esta correlación porque el evento anóxico que nos ocupa se sitúa entre la parte más superior de la zona de *tenuicostatum* y la mitad inferior de la de *falciferum*. Estos autores consideran sincrónico al evento por lo que las divisiones zonales no lo serán, como ya aparecen en la propuesta de Jiménez *et al.* (1996).

## Registro geoquímico

Fundamentalmente se van a tratar los datos de la secuencia de la Fuente de la Vidriera, aunque se muestran los muestreos y estudios en otros puntos en los que los resultados de las variaciones de las proporciones de los isótopos de carbono son más acusadas (Cerro Méndez y Colomera) (Jiménez *et al.*, op.cit.). Todos los datos se han obtenido de la muestra total lo que importa al compararlos con los de otros autores que lo hacen sobre la materia orgánica y, en casos, sobre los restos de madera que proporcionan registros muchos más acusados.

- Materia orgánica e hidrógeno. Jiménez *et al.* (op. cit.) citan tres muestras dentro de los materiales margosos, por debajo de las calizas tableadas correspondientes a los niveles 3, 6 y 10 (Fig. 5) con unos resultados de:

|      | TOC   | H     |
|------|-------|-------|
| FV3  | 0.94% | 0.29% |
| FV6  | 1.05% | 0.36% |
| FV10 | 0.71% | 0.44% |

Estos valores caen dentro del rango reconocido para las llamadas black shales, y son similares a los datos obtenidos en Italia, sobre todo si lo unimos al color oscuro y la pobreza en fauna.

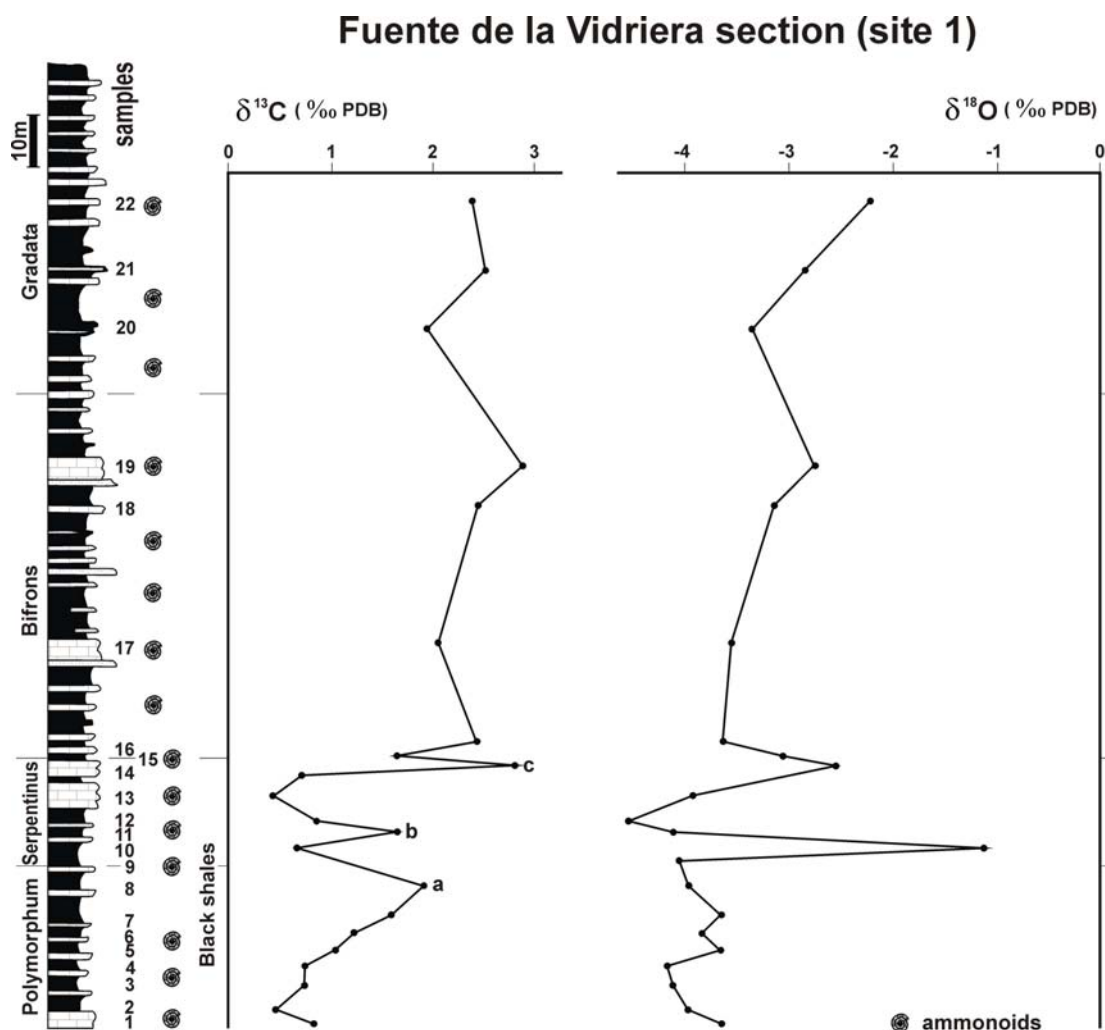


Fig. 5. Secuencia del Toarciense inferior y medio de La Fuente de la Vidriera con los datos isotópicos. Tomado de Jiménez *et al.* (1996).

- Isótopos estables. Se analizaron 15 muestras para el Toarciense inferior, cuyos resultados se pueden ver en la figura. Se indican asimismo los de otros cortes subbéticos para poner de manifiesto la existencia de mayores proporciones de  $\delta^{13}\text{C}$  en zonas próximas, y dar valor con ellos a los cambios relativos en las proporciones de las muestras de la secuencia estudiada, aunque no sean muy acusados.

Tanto por los valores como por la correlación entre los del isótopo del oxígeno y del carbono parece razonable pensar que no existen alteraciones diagenéticas importantes que alteren el valor de los datos.

De las variaciones en las proporciones de  $\delta^{18}\text{O}$  parecen deducirse fuertes cambios de temperatura que tuvieron lugar durante la zona de *serpentinus*. Los momentos fríos es posible que se puedan relacionar más que con enfriamientos atmosféricos con la entrada de aguas frías desde el norte, pues coinciden con épocas de intercambio faunístico entre las zonas boreal y mediterránea. El incremento de temperatura que parece deducirse en la parte inferior de *serpentinus*, es continuación, después del enfriamiento súbito, de la tónica

general atmosférica pues tienen continuidad con el creciente aumento de la temperatura desde la parte alta de *polymorphum* donde supuestamente se sitúa la fase anóxica.

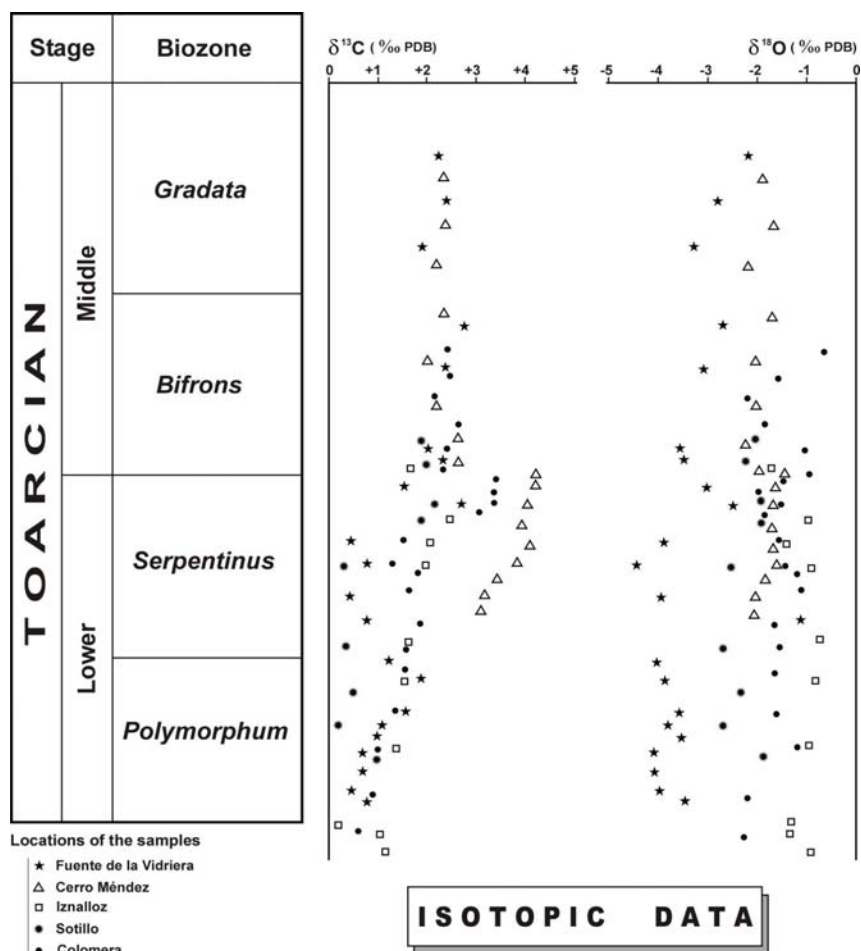


Fig. 6. Datos geoquímicos en varias secuencias de la Zona Subbética, correspondientes a las de la figura 2. (Jiménez *et al.* 1996).

La variación de los isótopos de carbono ha dado los siguientes resultados (Fig. 6):

| SECUENCIA                    | <i>z. polymorphum</i> +<br><i>z. serpentinus</i> inferior | <i>z. serpentinus</i> superior |
|------------------------------|-----------------------------------------------------------|--------------------------------|
| <b>Fuente de la Vidriera</b> | <b>0,43% - 1,71%</b>                                      | <b>0,43% - 2,80%</b>           |
| Cerro Méndez                 | --                                                        | 3,28% - 4,39%                  |
| Iznalloz                     | 0,16% - 1,55%                                             | 1,69% - 2,47%                  |
| Colomera                     | 0,62% - 1,89%                                             | 1,52% - 3,47%                  |
| Cortijo Sotillo              | 0,03% - 1%                                                | 2% - 2,10%                     |

La variación positiva de δC13 más marcada está claro que se sitúa en todos los casos en la parte alta de la zona de *serpentinus*, aunque existe también una cierta variabilidad en la de *polymorphum* y parte inferior de *serpentinus* (puntos a y b de la figura 5). Como se ha indicado en algunos casos los valores máximos son manifiestamente mayores que en la secuencia de la Fuente de la Vidriera.

## NUEVAS HIPÓTESIS PARA EL OAE TOARCIENSE Y CONCLUSIONES

- La anoxia del Toarciense inferior, en los noventa supuestamente debida a productividad orgánica y características oceánicas, se ha relacionado, desde el año 2000, con un escape masivo y rápido de metano de las plataformas continentales. Esto alteró el equilibrio del dióxido de carbono y de los isótopos de carbono dando lugar a una variación negativa de  $\delta C13$  en los sedimentos, a un calentamiento global, al depósito de facies anóxicas y a una de las fases de extinción más importantes del Jurásico (Hesselbo *et al.*, 2000; Cohen and Cohe, 2006). Asimismo se ha propuesto que el metano provenga tanto de gases de la plataforma oceánica, como de la intrusión magmática en rocas ricas en materia orgánica (Mc Elwain *et al.*, 2005).
- El trabajo de Wignall (2005) pone de manifiesto la complejidad de estos fenómenos y la supuesta diacronía entre algunos de ellos que preceden a otros por lo que no pueden ser su consecuencia (escape de metano posterior a la extinción). Asimismo no hay una aceptación general de la causa de las facies anóxicas y de la variación negativa de  $\delta C13$ , en cuanto a que su origen sea meramente oceánico o atmosférico que afecte también a las capas superficiales marinas. Beerling *et al.* (2002) consideran que el metano es reciclado rápidamente por lo que no debe ser la causa directa del calentamiento.
- En cuanto al Toarciense inferior de La Fuente de la Vidriera, los valores de materia orgánica total caen dentro de los normales para las facies negras en Italia. Hay además una pobreza en fauna y cambios en los microorganismos (Mira, 1982) y en la fauna de ammonites similares a las que se dan en las “black-shales” toarcienses.
- Los datos anteriores concuerdan con las extinciones estudiadas en la Cordillera Ibérica y que son objeto de trabajos y de Proyectos de Investigación por los Dres. Comas y Goy de la Universidad Complutense (Arias *et al.*, 1992, etc.). Asimismo son equivalentes en parte a las propuestas por otros autores (ver Cecca and Macchioni, 2004, para una revisión del tema). Estos autores consideran que la extinción toarciense es una combinación entre extinción y recuperación, con dos fases totalmente diferenciadas. La primera de origen biogeográfico en la parte inferior de *polymorphum* en relación con la conexión ente los dominios boreal y tetísico, y la segunda en la parte superior de *polymorphum* y base de *serpentinus*, ligada a los eventos anóxicos. Gahr (2005) también separa dos fases de extinción aunque la inferior la considera controlada por parámetros ambientales y la superior por parámetros biológicos. Dentro de los procesos biológicos cabe resaltar la posibilidad de que el fenómeno anóxico esté en relación con el origen de los foraminíferos planctónicos (Hart, 2003).
- Existe, como pusieron de manifiesto Jiménez *et al.* (1996), una variación positiva manifiesta del  $\delta C13$  en la parte alta de *serpentinus* similar a la que Hesselbo *et al.* (2000, 2006), entre otros autores, han detectado en diversos mares toarcienses, de manera que, como las facies anóxicas, se pueden considerar un fenómeno global. Las diferencias entre la secuencia de la Fuente de la Vidriera con otras subbéticas se pueden deber a diferencias de batimetría y de circulación de las aguas, en relación con la compartimentación de la cuenca durante el Jurásico. Esta variación positiva estaría en relación con el enterramiento masivo, en un momento anterior, de materia orgánica.
- No todo el Toarciense inferior tiene facies anóxicas, de hecho, prácticamente no existen en los materiales que presentan la variación positiva de  $\delta C13$ .
- Las facies anóxicas se localizan principalmente en la parte alta de la zona de *polymorphum* y en la inferior de *serpentinus* (Hesselbo *et al.*, 2006), con una cierta diacronía, aunque con una coincidencia manifiesta en la época correspondiente con la parte basal de *serpentinus* en la zonación de las Cordilleras Béticas (= parte terminal de

*tenuicostatum*). Estos hechos eliminan en gran medida las imprecisiones y los problemas que se planteaban en el trabajo de Jiménez *et al.* (1996) en cuanto a la datación del OAE toarciense.

- Las variaciones que daban lugar a máximos y mínimos (a y b de la figura 5), que también se detectaban en las secuencias italianas, provocaban problemas de correlación y datación de las variaciones positivas. En la actualidad un estudio más detallado en otros lugares ha puesto de manifiesto la presencia de esas variaciones, en especial una de carácter negativo, en la misma posición estratigráfica que la de la Fuente de la Vidriera (entre a y b).

- Hesselbo *et al.* (2000) utilizan los datos de la Fuente de la Vidriera en su trabajo, para concluir la existencia de las dos variaciones del  $\delta^{13}C$ : la negativa (base y parte inferior de *serpentinus*) y la positiva (parte alta de *serpentinus*).

Estas variaciones parecen coherentes con las hipótesis lanzadas en los últimos años en relación con un fenómeno complejo durante el Toarciense inferior que implicaría fundamentalmente una gran actividad volcánica, con una expulsión de metano que provocaría la presencia de facies anóxicas y un calentamiento atmosférico para posteriormente empobrecer en carbono ligero las aguas marinas. Esto estaría también relacionado con la mayor extinción marina del Jurásico.

A pesar de ello existen opiniones que consideran que el dióxido de carbono reciclado del escape de metano no puede explicar todos los fenómenos conexos con las facies anóxicas.

## Referencias

- Arias, C.F., Comas-Rengifo, M.J., Goy, A., Herrero, C. & Rugget, Ch. 1992. Variations dans les associations de Braquiopodes, Foraminifères et Ostracodes du Toarcien basal dans le Secteur Central de la Cordillère Ibérique. Un exemple dans la "Rambla del Salto" (Teruel, Espagne). *Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Sci.* **5**, 5-25.
- Arthur, M.A. & Sagemen, B.B. 1994. Marine black shales: Depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **22**, 499-551.
- Bassoullet, J.P. & Baudin, F. 1994. Le Toarcien inférieur: Une période de crise dans les bassins et sur les plateformes carbonatées de l'Europe de Nord-Ouest et de la Tethys. *Geobios* **M.S. 17**, 663-669.
- Beerling, D.J., Lomas, M.R. & Gröcke, D.R. 2002. On the nature of methane gas-hydrate dissociation during the Toarcian and Aptian anoxic events. *American Journal of Science* **302**, 28-49.
- Cecca, F. & Macchione, F. 2004. The two Early Toarcian (Early Jurassic) extinction events in ammonoids. *Lethaia* **37**, 35-56.
- Cohen, A.S., Coe, A.L. & Kemp, D. 2006. The PETM and Toarcian C isotope excursions. A tale of two Oceanic Anoxic Events. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2006*. Abstract.
- Cohen, A. & Coe, A. 2007. Extreme environmental change during the Toarcian OAE: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geophysical Research Abstracts* **9**.
- Elmi, S. 2006. Pliensbaquian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). *Volumina Jurassica* **IV**, 5-16.
- Elmi, S., Goy, A., Mouterde, R., Rivas, P. & Rocha, R. 1989. Correlaciones bioestratigráficas en el Toarciense de la Península Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica* **13**, 265-277.
- Farrimond, P., Eglinton, G., Brassell, S.C. & Jenkyns, H.C. 1989. Toarcian anoxic events in Europe: an organic geochemical study. *Marine and Petroleum Geology* **6**, 136-147.
- Fischer, A.G. & Bottjer, D.J. 1995. Oxygen-depleted waters: A lost biotope and its role in ammonite and bivalve evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.* **195**, 133-146.

- Gahr, M.E. 2005. Response of Lower Toarcian (Lower Jurassic) macrobenthos of the Iberian Peninsula to sea level changes and mass extinction. *Journal of Iberian Geology* **31**, 197-216.
- García Hernandez, M., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Rivas, P. & Vera, J.A. 1980. Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie in Mijnbouw* **59**, 155-168.
- Goy, A., Jiménez, A.P., Martínez, G. & Rivas, P. 1988. Difficulties in correlating the Toarcian ammonite succession of the Iberian and Betic Cordilleras. 2<sup>nd</sup> International Symposium of Jurassic Stratigraphy, 155-178.
- Graciansky, P.C., Dardeau, G., Dunont, T., Jacquin, T., Marchand, D., Mouterde, R. & Vail, P.R. 1993. Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics: examples from the Southern Subalpine Jurassic basin, France. *Bulletin de la Société Géologique de France* **64**, 709-718.
- Grocke, D.R., Hori, R.S. & Arthur, M.A. 2003. The global significance of a deep-sea Isotopic Event during the Toarcian Oceanic Anoxic Event. *American Geophysical Union*, Fall Meeting 2003, abstract.
- Hallam, A. 1986. The Pliensbaquian and Tithonian extinction events. *Nature* **319**, 765-768.
- Hallam, A. 1982. Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Lower Jurassic of northwest Europe. *Palaeobiology* **13**, 152-168.
- Hardenbold, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.C. & Vail, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphic Framework of European Basins: In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins* (Eds.: Graciansky et al.). *SEPM Special Publication* **60**, 3-13.
- Harries, P.J. & Little, C.T.S. 1999. The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: similarities and contrasts. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* **154**, 39-66.
- Hart, M.B. 2003. The search for the origin of the planktic Foraminifera. *Journal of the Geological Society of London* **160**, 341-343.
- Hermoso, M., Le Callonnec, L., Milnoletti, F., Renard, M. & Emmanuel, L. 2005. The Lower Toarcian carbon-isotope perturbation: Geochemical and biological evolution during a methane release event. *American Geophysical Union*, Fall Meeting 2005, abstract.
- Hesselbo, S.P., Gröcke, D.R., Jenkyns, H.C., Bjerrum, C.J., Farrimond, P., Morgans Bell, H.S. & Bgreen, O.R. 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic Oceanic Anoxic Event. *Nature* **406**, 392-395.
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Duarte, L.V. & Oliveira, L.C.V. 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters* **253**, 455-470.
- Jenkyns, H.C. 1985. The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe. Comparisons and contrasts. *Geological Rundschau* **74**, 505-518.
- Jenkyns, H.C. 1988. The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *American Journal of Sciences* **288**, 101-151.
- Jenkyns, H.C. & Clayton, C.J. 1986. Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from Tethys Lower Jurassic. *Sedimentology* **33**, 87-106.
- Jenkyns, H.C. & Clayton, C.J. 1997. Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology* **144**, 687-706.
- Jiménez, A.P. 1986. *Estudio paleontológico de los ammonites del Toarciense inferior y medio de las Cordilleras Béticas (Dactylioceratidae e Hildoceratidae)*. Tesis Inédita, Universidad de Granada.
- Jiménez, A.P. & Rivas, P. 1979. El Toarciense en la Zona Subbética. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada* **10**, 397-411.
- Jiménez, A.P. & Rivas, P. 1991. Los dactylioceratidos del Toarciense inferior y medio de las Cordilleras Béticas, España. *Boletín de la Real Sociedad de España de Historia Natural* **86**, 53-64.

- Jiménez y, A.P. y Rivas P. (1992) Hildoceratidae (Ammonitina) del Toarciense inferior y medio de las Cordilleras Béticas (España). *Boletín de la Real Sociedad de España de Historia Natural* **87**, 37-113.
- Jiménez, A.P., Jiménez de Cisneros, C., Rivas, P. & Vera, J.A. 1996. The Early Toarcian anoxic event in the westernmost Tethys (Subbetic). Paleogeographic and paleobiogeographic significance. *Journal of Geology* **104**, 399-416.
- Kemp, D.B., Coe, A.L., Cohen A.S. & Schwark 2005. Methane release in the Early Jurassic period. *Nature* **437**, 396-399.
- Little, C.T.S. & Benton, M.J. 1995. Early Jurassic mass extinction: A global long-term event. *Geology* **23**, 495-498.
- Mc Elwain, J.C., Wade-Murphy, J. & Hesselbo, S.P. 2005. Changes in carbon dioxide and oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals. *Nature* **435**, 479-482.
- Mira, F. 1986. *Foraminíferos del Lías margoso de las Cordilleras Béticas. Zona Subbética*. Tesis inédita, Universidad de Granada.
- Monaco, P., Nocchi, M., Ortega-Huertas, M., Palomo, I., Martínez, F. & Chiaviani, G. 1994. Depositional trends in the Valdorbia section (Central Italy) during the Early Jurassic, as revealed by micropaleontology, sedimentology and geochemistry. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **87**, 157-223.
- Parisi, G., Ortega-Huertas, M., Nocchi, M., Palomo, I., Monaco, P. & Martínez, F. 1995. Stratigraphy and Geochemical anomalies of the Early Toarcian oxygen-poor interval in the Umbria-Marche Apennines. *Geobios* **29**, 469-484.
- Rey, J. 1993. *Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y Cretácico en la transversal de Caravaca-Vélez Rubio*. Tesis inédita, Universidad de Granada.
- Scouten, S., van Kaam-Peters, H.M.E., Rijpstra, W.I.C., Scoellk, M. & Sinninghe Damste, J.S. 2000. Effects of an oceanic anoxic event on the stable carbon isotopic composition of early Toarcian carbon. *American Journal of Sciences* **300**, 1-22.
- Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. *Geologie in Mijnbouw* **55**, 179-184.
- Weisert, H. 2000. Deciphering methane's fingerprint. *Nature* **406**, 356-357.
- Wignall, P.B. 2005. Timing of the Toarcian Oceanic Anoxic Event and mass extinction evidence from Europe and Tibet. Earth System Processes 2 (8-11 August). *Geological Society of America, abstracts*.
- Wignall, B.B., Mc Arthur, J.M., Little, C.T.S. & Hallam, A. 2006. Methane release in Early Jurassic period. A brief Communication. *Nature* **441**, E5.





## **El evento anóxico Faraoni (Hauteriviense superior) en el río Argos (Caravaca, SE de España): posibles causas y efectos**

**Miguel Company<sup>1</sup>, Roque Aguado<sup>2</sup>, José Sandoval<sup>1</sup> y José M. Tavera<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada; mcompany@ugr.es, sandoval@ugr.es; jtavera@ugr.es

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Escuela Universitaria Politécnica de Linares, Universidad de Jaén, 23700 Linares; raguado@ujaen.es

### **INTRODUCCIÓN**

El nivel Faraoni es un corto intervalo estratigráfico del Hauteriviense superior caracterizado por la presencia de sedimentos ricos en materia orgánica en las áreas pelágicas del Tetis mediterráneo. Originalmente descrito en el Apenino central (Cecca *et al.*, 1994; Coccioni *et al.*, 1998; Baudin *et al.*, 2002a), ha sido posteriormente reconocido en los Alpes meridionales (Cecca *et al.*, 1996; Faraoni *et al.*, 1997; Baudin *et al.*, 1998; Erba *et al.*, 1999; Bersezio *et al.*, 2002), en la Cuenca Vocontiana del SE de Francia (Baudin *et al.*, 1999), en Sicilia (Bellanca *et al.*, 2002) y en el Dominio Ultrahelvético (Busnardo *et al.*, 2003; Baudin *et al.*, 2006; Bodin *et al.*, 2006a; Godet *et al.*, 2006), además de en el Dominio Subbético (Baudin *et al.*, 2002b; Company *et al.*, 2002, 2003a, 2003b, 2005). Aunque con diferencias en el detalle, la expresión litológica del nivel Faraoni en todas esas áreas es similar, estando compuesto por tres bancos calcáreos alternantes con niveles margosos de color oscuro y, ocasionalmente, finamente laminados. En todos los casos, la fauna de ammonites, generalmente abundante y bien preservada, corresponde al Hauteriviense terminal (Zona de *Pseudothurmannia ohmi*, Subzona de *Pseudothurmannia mortilleti*) (~127.5 Ma).

La amplia repartición del nivel Faraoni en el Tetis mediterráneo y sus características sedimentológicas, paleontológicas y geoquímicas han llevado a algunos autores (Baudin *et al.*, 1999, 2002a, 2002b; Baudin, 2005; Company *et al.*, 2005; Bodin *et al.*, 2006a, 2006b, 2007; Godet *et al.*, 2006) a interpretar este intervalo rico en materia orgánica como el registro geológico de un evento anóxico oceánico de corta duración. Esta duración ha sido estimada entre 80 y 100 ka (Baudin, 2005; Bodin *et al.*, 2006a).

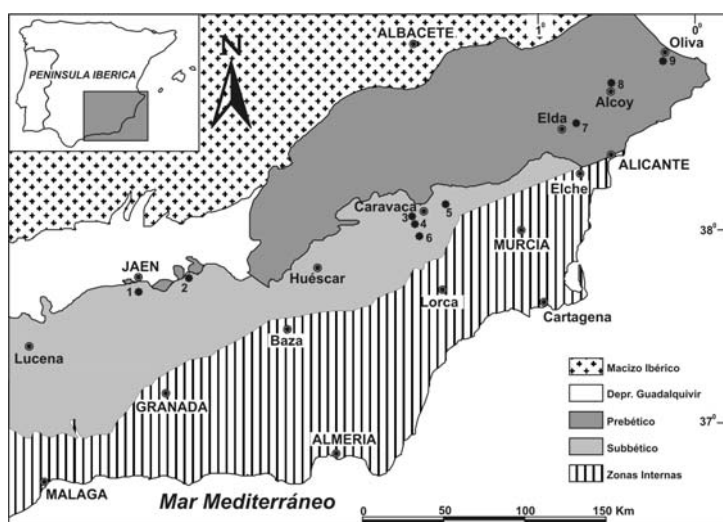
El evento Faraoni coincide con el inicio de una importante renovación en la fauna de ammonites que se prolonga hasta la base del Barremiense (Company *et al.*, 2003a, 2003b, 2005). En esa renovación se vieron implicadas más del 90 % de las especies de ammonites presentes en ese intervalo estratigráfico, llevando a la desaparición de taxones que habían sido componentes fundamentales de las asociaciones hauterivienses (como los géneros *Crioceratites*, *Pseudothurmannia* o *Neolissoceras*) y su sustitución por grupos característicos del Barremiense (*Barremites* y los primeros Silesitidae, Holcodiscinae y Leptoceratoidinae). La visita al río Argos está dedicada a analizar la extensión y significado de esta renovación y su interpretación en el contexto del evento Faraoni.

### **MARCO GEOLÓGICO Y PALEOGEOGRÁFICO**

Desde un punto de vista paleogeográfico, las Zonas Externas de la Cordillera Bética constituían el margen pasivo meridional de la placa ibérica. La parte proximal de este margen (Zona Prebética) era, durante el Cretácico, un vasto dominio epicontinental que se

extendía desde una plataforma marina somera al norte hasta ambientes hemipelágicos al sur, en conexión con una cuenca compleja (Zona Subbética). La morfología de esta cuenca subbética era bastante irregular debido a una etapa de ‘rifting’ en el Jurásico inferior que dio lugar a una serie de surcos y umbrales bien definidos y delimitados por fallas que estuvieron activas durante el Jurásico medio-superior y el Cretácico inferior (Vera, 1988; Martín-Algarra *et al.*, 1992).

Hemos analizado los sedimentos de edad Hauteriviense superior-Barremiense inferior en numerosas localidades de las Zonas Externas, tanto en el Prebético como en el Subbético (Fig. 1). En la mayor parte de los casos, el intervalo correspondiente al nivel Faraoni puede ser fácilmente reconocido por la sucesión litológica y el contenido paleontológico. Sin embargo, sólo en los afloramientos del río Argos (número 3 en la Fig. 1) se han detectado sedimentos laminados de tipo ‘black shale’, estando sustituidos por margas verdosas a grisáceas en otras secciones. Algunas evidencias de carácter sedimentológico y paleontológico sugieren que el área de río Argos correspondía a una zona relativamente más profunda de la cuenca subbética.



**Fig. 1.** Mapa geológico simplificado de la Cordillera Bética con la localización de las secciones estudiadas del límite Hauteriviense-Barremiense. Las secciones del río Argos corresponden al número 3 en la figura.

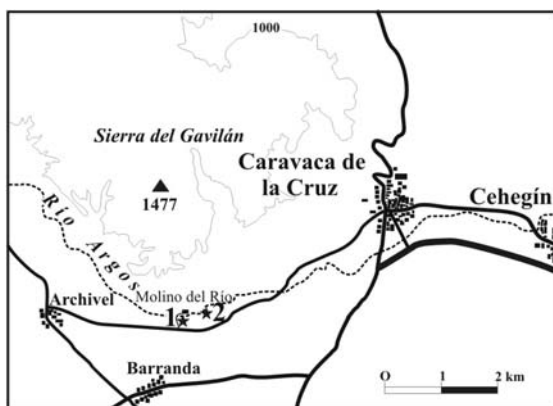
## EL NIVEL FARAONI EN EL RÍO ARGOS

### Litología y geoquímica

A lo largo del río Argos aflora una sucesión potente, bien expuesta e inusualmente poco afectada por la tectónica, de materiales pelágicos del Cretácico inferior. Abarca todo el intervalo entre el Berriasiense y el Albiense superior, excepto una hiato que comprende el Aptiense superior y el Albiense inferior y medio. La parte inferior de esta sucesión (Berriasiense-Barremiense superior) está constituida por una monótona alternancia rítmica de margas y margocalizas que corresponde a la Formación Miravetes (van Veen, 1966).

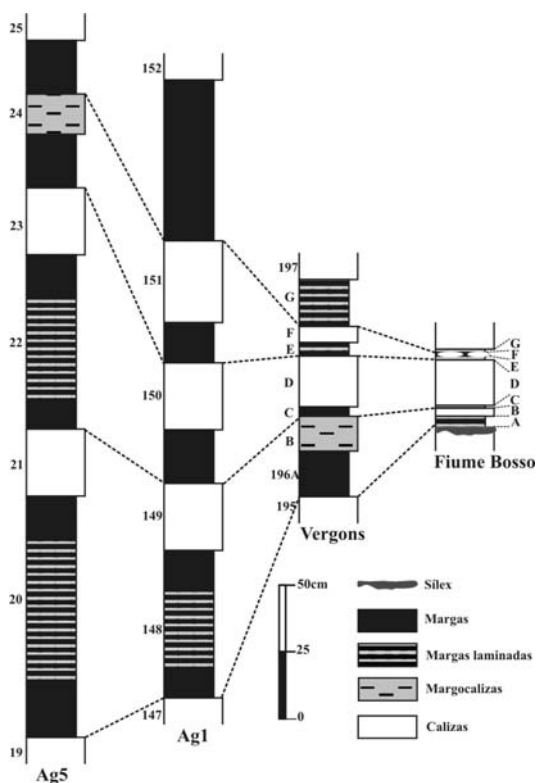
Los niveles del Hauteriviense terminal y Barremiense pueden estudiarse en detalle en dos secciones (Fig. 2). Una de ellas (sección Ag1) se localiza frente al hotel rural Molino del Río, unos 8 km al oeste de Caravaca (Fig. 4); la otra (sección Ag5) está situada unos 700 m aguas abajo de la anterior. La sección Ag1 ha sido objeto de numerosos estudios bioestratigráficos (Coccioni & Premoli-Silva, 1994; Hoedemaeker, 1995; Hoedemaeker & Leereveld, 1995; Leereveld, 1997; Company *et al.*, 2002, 2003a; Coccioni & Marsili, 2004; Coccioni *et al.*, 2004) y fue considerada por los miembros del Grupo de Trabajo del

Barremiense de la ICS como la más apropiada para convertirse en estratotipo del límite Hauteriviense/Barremiense (Rawson *et al.*, 1996). Es esta la sección que visitaremos en la excursión.



**Fig. 2.** Situación geográfica de las secciones del río Argos. 1, sección Ag1; 2, sección Ag5.

Las dos secciones muestran sucesiones litológicas muy similares que permiten una correlación directa nivel a nivel. En ellas alternan bancos de calizas margosas, de color amarillento a gris y de 10 a 75 cm de espesor, con lechos margosos grises, con una potencia que varía entre los 15 y los 150 cm. La fracción carbonatada está formada casi en su totalidad por restos de nannofósiles calcáreos, mientras que la fracción detrítica está constituida mayoritariamente por minerales arcillosos. La sedimentación parece continua a lo largo de toda la sucesión. Sólo un pequeño ‘slump’ aparece en la sección Ag1 (niveles 142-142e), aunque el tramo equivalente en la sección Ag5 no muestra ninguna perturbación.



**Fig. 3.** Correlación del nivel Faraoni entre las secciones del río Argos (Ag5 y Ag1) y las de Vergons (SE de Francia) y Fiume Bosso (Italia central).

El intervalo correspondiente al nivel Faraoni se reconoce fácilmente en ambas secciones. En la Fig. 3 se muestran las columnas simplificadas de ese intervalo en el río



**Fig. 4.** Vista general de la sección Ag1. La flecha negra indica la posición del nivel Faraoni y la blanca señala la del límite Hauteriviense/Barremiense.



**Fig. 5.** Vista de detalle del nivel Faraoni en la sección Ag1 (niveles 148-151).

Argos, junto con su correlación con la sección de referencia en el Apenino central y su equivalente en el SE de Francia. Como se puede ver, la sucesión litológica es similar en todo el ámbito del Mediterráneo occidental. Las fuertes diferencias en el espesor (28 cm en la sección de Fiume Bosso, 78 cm en la sección de Vergons y hasta 250 cm en el río Argos) son debidas a diferentes tasas de sedimentación (Baudin *et al.*, 1999).

El nivel Faraoni en las secciones del río Argos está constituido por tres bancos de margocalizas separados entre sí y limitados por arriba y por abajo por lechos de margas arcillosas (Fig. 5). Las calizas son de color gris claro, están moderadamente bioturbadas (se han identificado *Planolites*, *Zoophycos* y *Chondrites*) y tienen abundantes restos fósiles (principalmente ammonites y escasos equínidos irregulares, bivalvos y braquiópodos). La potencia de los bancos calizos es bastante constante, entre 15 y 30 cm. El espesor de los lechos margosos es menos uniforme, variando entre 15 y 90 cm. En la parte central de los lechos más potentes aparecen margas finamente laminadas de color gris oscuro a negro, mientras que en los niveles más finos, y en el techo y muro de los más potentes, las margas suelen ser más masivas. Tanto en las calizas como en las margas hay abundante pirita (generalmente alterada a óxidos de hierro y sulfatos), dispersa o formando nódulos o, incluso, finas capas irregulares.

En la figura 6 pueden verse las curvas de variación de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en la sección Ag1. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  varían entre 0.5 ‰ y 1.7‰ y su curva muestra una suave tendencia positiva desde la base de la sección, alcanzando su máximo en el nivel 149, coincidiendo con el nivel Faraoni, a partir del cual los valores caen progresivamente hasta un mínimo en el nivel 166 y permaneciendo posteriormente con escasas variaciones hasta el final de la sección. La evolución es análoga a la observada en otras localidades del Mediterráneo occidental (Godet *et al.*, 2006). La curva de  $\delta^{18}\text{O}$  muestra un comportamiento similar a la de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ .

El contenido en materia orgánica es bastante bajo en toda la sección (entre 0.0% y 0.3%). Sólo las margas del nivel Faraoni presentan valores significativamente más altos (hasta el 2.7%), aunque mucho menores que en otras áreas (hasta el 25% en el Apenino central). De acuerdo con Baudin (2005), el origen de esta materia orgánica estaría, básicamente, en el fitoplancton marino.

## Bioestratigrafía

El intervalo Hauteriviense superior-Barremiense basal en la sucesión del río Argos es particularmente rico en ammonites, lo que permite un análisis bioestratigráfico muy preciso. El tramo analizado corresponde al Hauteriviense terminal (Zonas de *Crioceratites balearis* y *Pseudothurmannia ohmi*) y Barremiense basal (Zona de *Taveraidiscus hugii*). La zonación empleada (Fig. 6) es la propuesta por Company *et al.* (2002, 2003) que, en parte, ha sido incorporada en las versiones más recientes de la zonación estándar (Hoedemaeker *et al.*, 2003; Reboulet *et al.*, 2006). De acuerdo con esta zonación, la Zona de *C. balearis* se divide en cuatro subzonas definidas por la aparición consecutiva de cuatro especies de *Crioceratites* pertenecientes a un mismo linaje evolutivo: *C. balearis*, *C. binelli*, *C. krenkeli* y *C. angulicostatus*. La Zona de *P. ohmi* comprende tres subzonas caracterizadas por tres especies sucesivas de *Pseudothurmannia*: *P. ohmi*, *P. mortilleti* y *P. picteti*. Como se ha señalado anteriormente, el nivel Faraoni (niveles 148-151 en la sección Ag1) corresponde a la parte inferior de la Subzona de *P. mortilleti*.

En cuanto a los nannofósiles calcáreos, todo el intervalo analizado está caracterizado por la coexistencia de *Assipetra terebrodentaria* y *Calcicalathina oblongata*, lo que permite asignarlo en su totalidad a las subzonas NC5B y NC5C del esquema zonal de

Bralower *et al.* (1995). La última aparición de *Litraphidites bollii* en el nivel 148, coincidiendo con el inicio del nivel Faraoni, marcaría el límite entre ambas subzonas (Fig. 6).

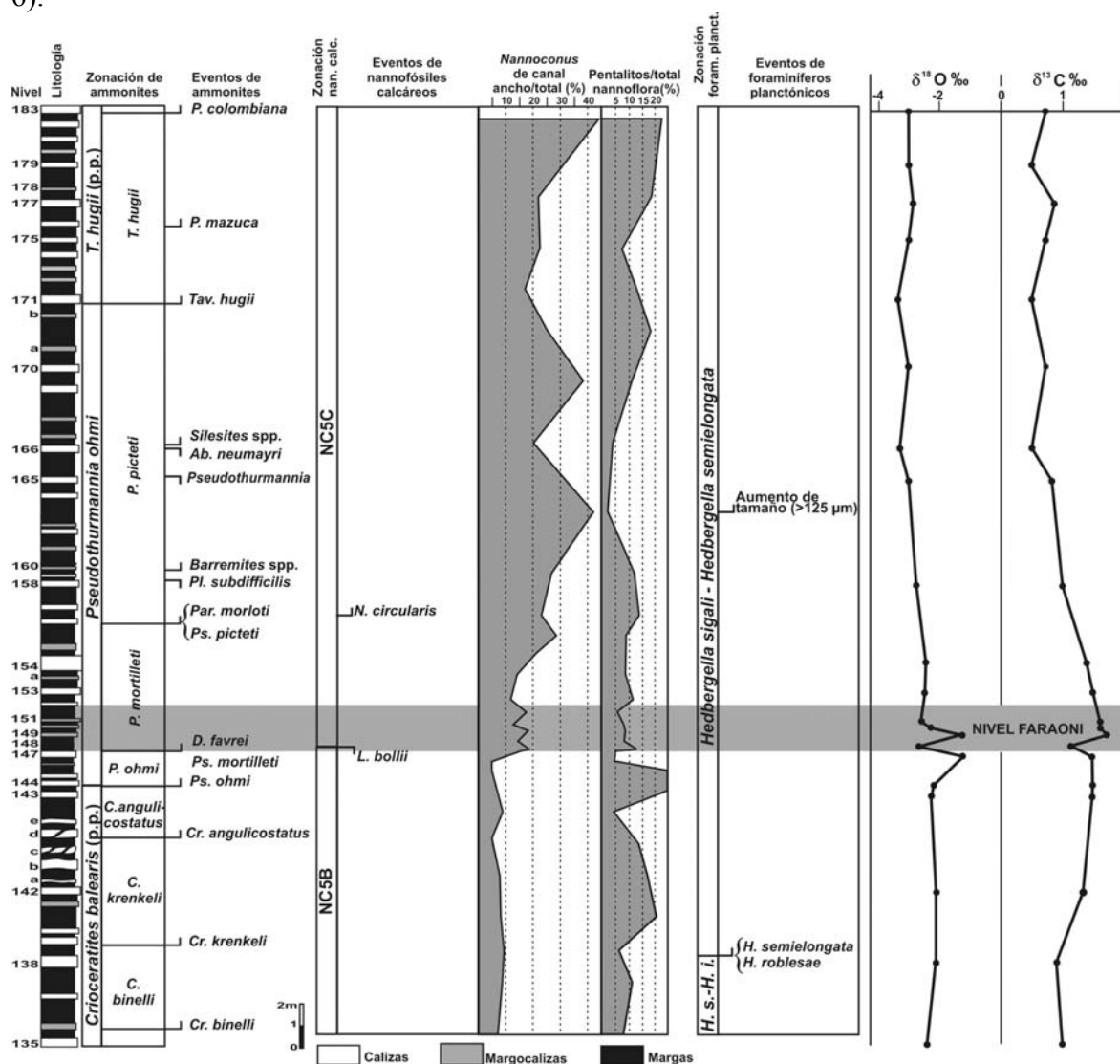


Fig. 6. Sección Ag1 (río Argos): litología, bioestratigrafía, bioeventos y datos isotópicos.

Por lo que respecta a los foraminíferos planctónicos, estarían representadas las zonas de *Hedbergella sigali* – *Hedbergella infracretacea* y *Hedbergella sigali* – *Hedbergella semielongata* de la zonación propuesta por Coccioni & Marsili (2004), estableciéndose el límite entre ambas por la aparición de *H. semielongata* en el nivel 138.

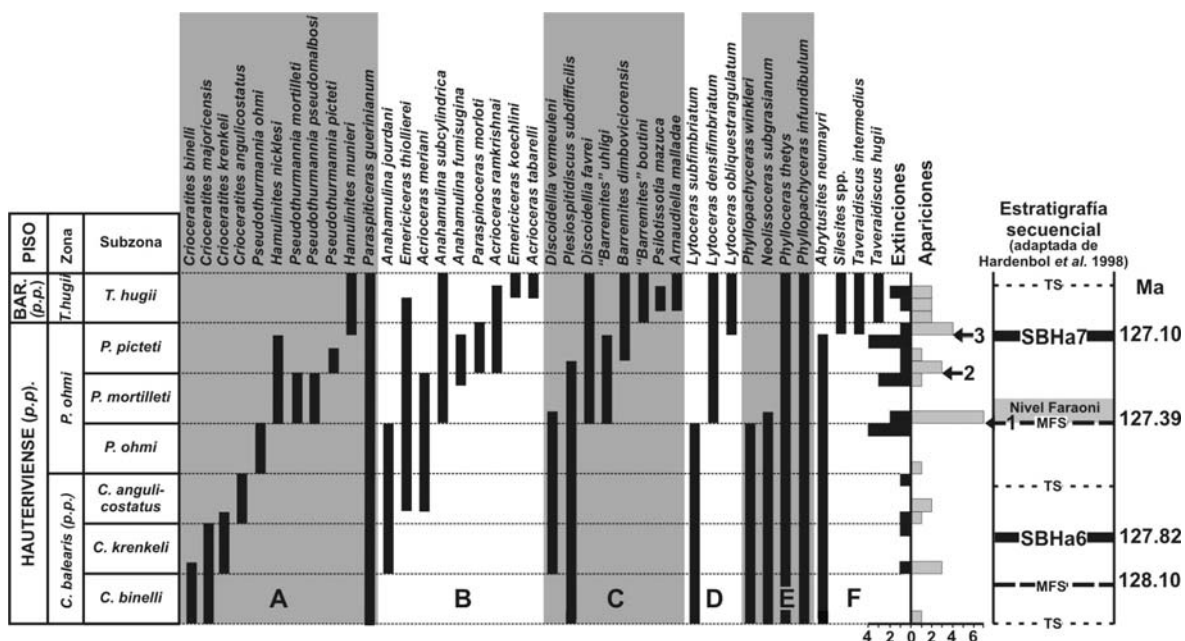
## CAMBIOS BIÓTICOS ASOCIADOS AL EVENTO FARAONI

### Ammonites

Como ya hemos dicho anteriormente, en el Hauteriviense terminal y Barremiense tuvo lugar una renovación casi completa de la fauna de ammonoideos en el Tetis mediterráneo. En la figura 7 se muestra la distribución estratigráfica de las especies de ammonites reconocidas en ese intervalo. Los rangos obtenidos se basan en el estudio de más de 5000

ejemplares recolectados nivel a nivel en 14 secciones repartidas por las Zonas Externas de la Cordillera Bética. También se han tenido en cuenta datos publicados de otras áreas (SE de Francia e Italia principalmente).

Los ammonoideos estudiados corresponden a ocho grupos taxonómicos mayores, que a su vez corresponden a tipos morfológicos bien diferenciados: Phylloceratina, Lytoceratina, Ancyloceratina, Haploceratidae, Pulchelliidae, Desmocerotidae, Silesitidae y Holcodiscidae. Hemos examinado los posibles modos de vida y hábitats de los distintos taxones que vivieron en ese intervalo. Esta interpretación se ha hecho tomando en consideración, por un lado, la morfología de la concha y sus relaciones con las propiedades hidrodinámicas y la paleobatimetría (ver la discusión en Company *et al.*, 2005) y, por otro, la distribución geográfica y litofacial de los diferentes tipos morfológicos. En la figura 7 se agrupan las especies según su supuesto modo de vida.

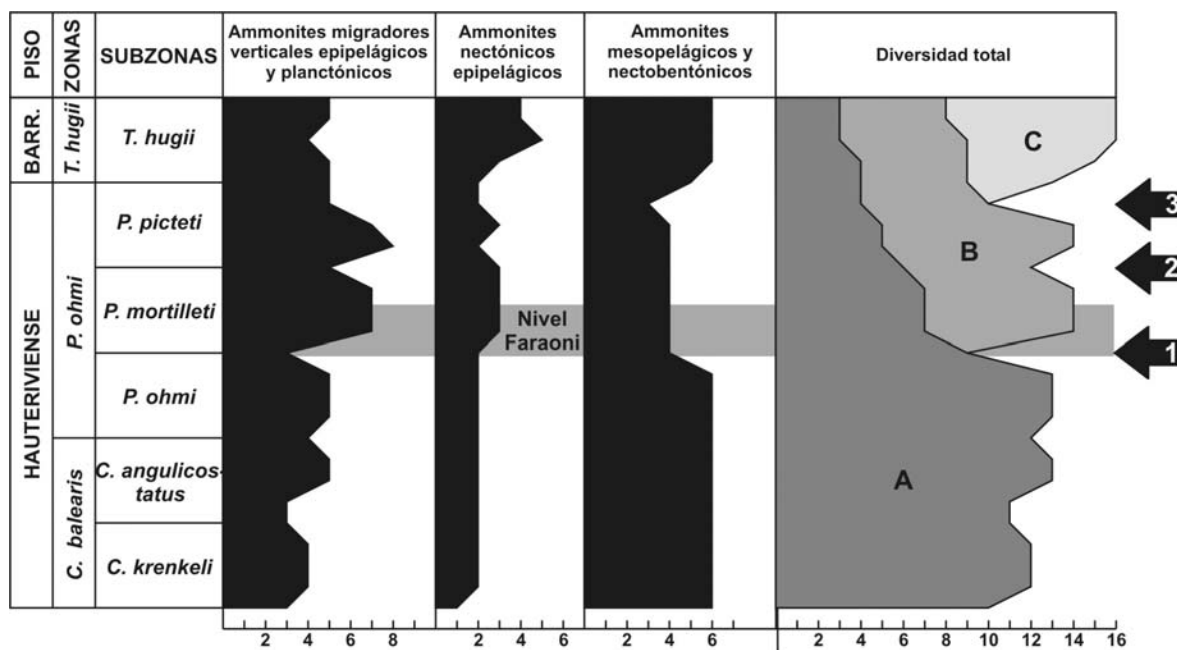


**Fig. 7.** Distribución estratigráfica, niveles de extinción y aparición y etapas de renovación (1, 2, 3) de las especies de ammonites en el intervalo Hauteriviense terminal-Barremiense basal en el Tetis mediterráneo. Modos de vida inferidos: (A) planctónico; (B) migrador vertical epipelágico; (C) nectónico epipelágico; (D) migrador vertical mesopelágico; (E) nectónico mesopelágico; (F) nectobentónico.

Como se ve en la figura 7, la renovación de ammonites se produce a lo largo de las Subzonas de *P. mortilleti*, *P. picteti* y *T. hugii*, intervalo durante el cual las tasas de extinción y aparición se incrementan notablemente con respecto a las condiciones de fondo de la Zona de *C. balearis*. En la figura 8 se representan las variaciones en la diversidad (número de especies) para el conjunto de los ammonites y para los distintos grupos de modo de vida. En esa figura hemos reunido las formas planctónicas y las migradoras verticales epipelágicas por un lado, y las mesopelágicas y nectobentónicas por otro. Se puede constatar que la estructura de las asociaciones de ammonites experimenta notables cambios a partir de la Subzona de *P. mortilleti* coincidiendo con la renovación faunística.

Esa renovación faunística tiene lugar siguiendo un patrón escalonado, de forma que se pueden distinguir claramente tres eventos de extinción y aparición separados en el tiempo. El primero de ellos se localiza en el límite entre la Subzonas de *P. ohmi* y de *P. mortilleti*, coincidiendo con la base del nivel Faraoni. Alrededor de este límite desaparecen varias especies de largo rango estratigráfico, típicas de ambientes profundos (NL.

*subgrasianum*, *Ph. infundibulum* y *L. subfimbriatum*). También desaparecen algunas formas epipelágicas (planctónicas y nectónicas someras), pero las apariciones (sustituciones dentro del mismo género o nuevos linajes como los Leptoceratoidinae) sobrepasan en número a las extinciones dentro de este grupo. Como consecuencia, la diversidad de las formas planctónicas crece notablemente mientras que la de las nectónicas decrece.



**Fig. 8.** Curvas de diversidad (número de especies) para el total de ammonites y para cada uno de los grupos de modo de vida (A: especies que aparecen antes del nivel Faraoni; B: especies que aparecen en las etapas 1 y 2; C: especies que aparecen en la etapa 3).

Un segundo evento de renovación, menos marcado que el anterior, tiene lugar en la base de la Subzona de *P. picteti*. Consiste en el reemplazamiento de unas pocas especies por otras estrechamente relacionadas con ellas. La mayor parte de las especies involucradas son formas planctónicas, por lo que la estructura de la asociación de ammonites no se ve sustancialmente alterada.

La tercera y última etapa en el proceso de renovación comienza en la parte superior de la Subzona de *P. picteti* y se extiende hasta el límite Hauteriviense/Barremiense. Se caracteriza por la extinción de muchas de las especies que habían aparecido en los dos eventos precedentes. Estas especies, en su mayoría formas planctónicas, no son sustituidas por formas equivalentes. Por el contrario, muchas de las especies que aparecen en este nivel corresponden a ammonites nectónicos y nectobentónicos, algunos de los cuales pertenecen a linajes nuevos como los holcodiscidos y los silesítidos, lo que da lugar a una notable modificación de la estructura de la asociación.

### Nannofósiles calcáreos

El estudio cuantitativo de los nannofósiles calcáreos en la sección Ag1 muestra un cambio relativamente brusco en la composición de la asociación de nannocónidos coincidiendo con el nivel Faraoni (Fig. 6). Este cambio consiste en un incremento relativo en la abundancia de nannocónidos de canal ancho (*N. circularis*, *N. globulus*, *N. kamptneri*

y *N. wassallii*) con respecto a los de canal estrecho (*N. steinmannii*). Por debajo del nivel Faraoni, el porcentaje de nannocónidos de canal ancho con respecto al total de nannocónidos alcanza una media de 6.65%. Esta relación cambia bruscamente a una media de 17.75% en el nivel Faraoni e, incluso, valores más altos en la parte superior de la Subzona de *P. mortilleti* y en la Subzona de *P. picteti*. Asociados a este cambio se han detectado dos bioeventos significativos: 1) incremento en abundancia de un grupo de nannocónidos próximo a *N. circularis*, pero con una vista lateral más alta que ancha (*Nannoconus* sp. cf. *N. circularis*), en la base de la Subzona de *P. mortilleti*, y 2) la primera aparición del verdadero *N. circularis* cerca de la base de *P. picteti*. Un evento similar de aumento en la proporción de nannocónidos de canal ancho tiene lugar en el Aptiense inferior, precediendo ligeramente a la crisis de nannocónidos asociada al evento anóxico oceánico OAE1a (Erba, 1994; Aguado *et al.*, 1999; Erba *et al.*, 1999; Premoli Silva *et al.*, 1999; Bellanca *et al.*, 2002).

Además se ha detectado un incremento relativo en la abundancia de pentálicos precediendo ligeramente al nivel Faraoni. Estos pentálicos corresponden a diversas especies de gran tamaño del género *Micrantholitus* y llegan a constituir el 25% de las asociaciones de nannofósiles calcáreos en la Subzona de *P. ohmi*. Un aumento similar ha sido también observado en la misma posición estratigráfica en algunas secciones italianas (Erba *et al.*, 1999; Channell *et al.*, 2000; Bellanca *et al.*, 2002; Bersezio *et al.*, 2002), aunque debe señalarse que el conteo de pentálicos resulta difícil e impreciso dado que los elementos constituyentes suelen aparecer disgregados y dispersos en las muestras pobremente preservadas.

### Foraminíferos planctónicos

Coccioni *et al.* (2004) señalan diversos eventos y cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos a lo largo del intervalo analizado en la sucesión del río Argos. El más significativo es, probablemente, la aparición de las primeras formas con cámaras alargadas radialmente (concretamente *Hedbergella roblesae* y *H. semielongata*) que tiene lugar en el nivel 138, en la parte alta de la Subzona de *C. binelli*. Estas formas se hacen más abundantes en los niveles 145 a 148, justo debajo y en la base del nivel Faraoni. La elongación de las cámaras ha sido generalmente interpretada como una respuesta adaptativa a la disminución de oxígeno en la parte alta de la columna de agua y, de hecho, estas morfologías suelen ser abundantes en los niveles correspondientes a los eventos anóxicos oceánicos (ver referencias en Coccioni *et al.*, 2006) aunque, como señalan estos últimos autores pudo haber otros factores responsables de esa adaptación morfológica.

Otro evento digno de mención es el aumento de tamaño en las poblaciones de foraminíferos planctónicos (pasando a valores superiores a 125µm) en el nivel 163, en la parte inferior de la Subzona de *P. picteti*. Finalmente, Coccioni *et al.* (2004) señalan también que en prácticamente todo el intervalo estudiado (niveles 135 a 183) aparecen altas proporciones de gorbachikélidos, interpretados como indicadores de temperaturas cálidas de las aguas marinas superficiales (Coccioni *et al.*, 1998).

## INTERPRETACIÓN

### Posibles causas del evento Faraoni

A pesar de ciertas diferencias, el nivel Faraoni presenta una serie de características

sedimentológicas, paleontológicas y geoquímicas similares a los niveles Selli y Bonarelli, considerados como los registros geológicos de los eventos anóxicos oceánicos OAE1a (Aptiense inferior) y OAE2 (límite Cenomaniense/Turonense). La mayor diferencia se refiere a que el nivel Faraoni no está acompañado por un importante salto en el registro isotópico del carbono, sino tan sólo por una pequeña excursión positiva que puntúa una tendencia a más largo plazo (Godet *et al.*, 2006). Por otra parte, el nivel Faraoni ha sido caracterizado con seguridad sólo en el Mediterráneo occidental, aunque otros posibles registros han sido detectados en el Atlántico y en el Pacífico (Baudin, 2005). Todo ello ha llevado a algunos autores (Baudin *et al.*, 1999, 2002a, 2002b; Baudin, 2005; Company *et al.*, 2005; Bodin *et al.*, 2006a, 2006b, 2007; Godet *et al.*, 2006) a considerar este intervalo rico en materia orgánica como el registro geológico de un evento anóxico oceánico de corta duración. Esta duración ha sido estimada, de acuerdo con las interpretaciones cicloestratigráficas, entre 80 y 100 ka (Baudin, 2005; Bodin *et al.*, 2006a).

Está generalmente admitido que los OAEs del Cretácico estuvieron asociados a episodios importantes de actividad volcánica que introducirían grandes cantidades de CO<sub>2</sub> en la atmósfera provocando un efecto invernadero a nivel global. La subida de la temperatura traería consigo un aumento de la meteorización en los continentes, con un mayor flujo de nutrientes hacia el océano, y una intensificación de los procesos de ‘upwelling’ ligada a una mayor circulación atmosférica. Todo ello llevaría a un incremento de la productividad primaria en los mares y una mayor tasa de acumulación de materia orgánica en los sedimentos (Jenkyns, 1999; Larson & Erba, 1999). Sin embargo, no existen evidencias claras de una relación directa del evento Faraoni con un episodio de volcanismo intenso. Aunque Baudin (2005) sugirió una posible correlación con las etapas terminales de actividad en la provincia volcánica de Paraná-Etendeka, parece ser que la magnitud de ese volcanismo sería mucho menor de la necesaria para desencadenar el proceso (Bodin *et al.*, 2007).

No obstante, se puede invocar otro mecanismo alternativo relacionado con una subida relativa del nivel del mar. De hecho, la base de la Subzona de *P. mortilleti* coincide con un máximo transgresivo de segundo orden (Hardenbol *et al.*, 1998), bien documentado en varias plataformas del Tetis occidental (Arnaud –Vanneau & Arnaud, 1990; Company *et al.*, 1992; Föllmi *et al.*, 1994). La inundación de extensas áreas de tierra incrementaría notablemente la transferencia de nutrientes hacia los mares, favoreciendo una mayor producción de fitoplancton marino, la expansión de la zona de mínima cantidad de oxígeno y el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica. Este sería el escenario propuesto por la mayor parte de los autores (Baudin *et al.*, 2002a; Baudin, 2005; Company *et al.*, 2005; Bodin *et al.*, 2006a, 2007) para explicar el origen del evento Faraoni.

### Efectos bióticos del evento Faraoni

Como ya hemos señalado anteriormente, la primera etapa de la renovación de las faunas de ammonoideos que tiene lugar en el Hauteriviense terminal se da en la base de la Subzona de *P. mortilleti*, coincidiendo con el nivel Faraoni. Sea cual fuera la causa última de este evento anóxico, lo que parece cierto es que el fuerte empobrecimiento en oxígeno en las capas medias y bajas de la columna de agua afectaría preferentemente a los ammonites nectónicos profundos (Batt, 1989, 1993), lo que explicaría las extinciones dentro de este grupo alrededor del nivel Faraoni. Por el contrario, una mayor productividad primaria implicaría un incremento en los recursos tróficos en la zona fótica que favorecería la diversificación de los ammonites planctónicos y nectónicos epipelágicos. El brusco cambio observado al mismo tiempo en las asociaciones de nannofósiles calcáreos

(incremento de los nannocónidos de canal ancho) podría deberse al exceso de nutrientes (Erba, 1994; Premoli-Silva *et al.*, 1999). Por otra parte, la mayor abundancia de pentálicos podría corresponder a la formación de aguas superficiales menos salinas (Bellanca *et al.*, 2002; Bersezio *et al.*, 2002) como resultado de un aumento de las precipitaciones y de la escorrentía superficial en los continentes durante las fases iniciales de la inundación (Föllmi *et al.*, 1994; Weissert *et al.*, 1998). Finalmente, la aparición de formas con cámaras alargadas radialmente en las asociaciones de foraminíferos planctónicos podría, como ya se ha dicho, ser una adaptación a la escasez de oxígeno disuelto o, alternativamente, representar una ventaja ecológica en ambientes eutróficos (Coccioni *et al.*, 2006).

La segunda etapa en la renovación de los ammonites (en la base de la Subzona de *P. picteti*) tuvo lugar durante el estadio de alto nivel del mar posterior al máximo transgresivo. Implica sólo algunas sustituciones a nivel de especie, principalmente entre ammonites planctónicos o migradores verticales epipelágicos. Resulta difícil interpretar el mecanismo causal de este evento, pero su coincidencia con una ligera reestructuración en las asociaciones de nannofósiles calcáreos (aparición de *N. circularis* y mayor proporción de nannocónidos de canal ancho) y de foraminíferos planctónicos (aumento en el tamaño medio de los individuos) sugiere la introducción de algunos cambios en el ecosistema planctónico durante este tiempo.

El comienzo de la última fase del proceso de renovación de las faunas de ammonites coincide con una drástica caída del nivel relativo del mar cerca del final del Hauteriviense (límite de secuencia Ha7 en Hardenbol *et al.*, 1998), que llevó a la exposición subaérea y erosión de amplias áreas de las plataformas perimediterráneas (Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1991; Company *et al.*, 1992). Esta regresión provocaría un brusco descenso en la productividad primaria y, en consecuencia un incremento en el nivel de oxigenación de los fondos marinos. Una competencia creciente por los limitados recursos tróficos en la zona fótica explicaría la extinción de especies planctónicas de ammonites que caracteriza este evento. Por otra parte, la mejora de las condiciones ambientales en la parte baja de la columna de agua posibilitaría la aparición de nuevos linajes de ammonites neotónicos y neobentónicos.

## Referencias

- Aguado, R., Castro, J. M., Company, M. & de Gea, G. A. 1999. Aptian bioevents - an integrated biostratigraphic analysis of the Almadich Formation, Inner Prebetic Domain, SE Spain. *Cretaceous Research* **20**, 663-683.
- Arnaud-Vanneau, A. & Arnaud, H. 1990. Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura). In: *Carbonate platforms* (Eds.: Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R. & Read, J.F. International Association of Sedimentologists, Special Publication 9, 203-233.
- Batt, R.J. 1989. Ammonite shell morphotype distributions in the Western Interior Greenhorn Sea and some paleoecological implications. *Palaios* **4**, 32-42.
- Batt, R.J. 1993. Ammonite morphotypes as indicators of oxygenation in a Cretaceous epicontinental sea. *Lethaia* **26**, 49-63.
- Baudin, F. 2005. A Late Hauterivian short-lived anoxic event in the Mediterranean Tethys: the 'Faraoni Event'. *Comptes Rendus Geoscience* **337**, 1532-1540.
- Baudin, F., Faraoni, P., Marini, A. & Pallini, G. 1998. Organic matter characterisation of the "Faraoni Level" from Northern Italy (Lessini Mountains and Trento Plateau): comparison with that from Umbria-Marche Apennines. *Palaeopelagos* **7** (1997), 41-51.

- Baudin, F., Bulot, L.G., Cecca, F., Coccioni, R., Gardin, S. & Renard, M. 1999. Un équivalent du « Niveau Faraoni » dans le Bassin du Sud-Est de la France, indice possible d'un événement anoxique fini-hauterivien étendu à la Téthys méditerranéenne. *Bulletin de la Société Géologique de France* **170**, 487-498.
- Baudin, F., Cecca, F., Galeotti, S. & Coccioni, R. 2002a. Palaeoenvironmental controls of the distribution of organic matter within a C<sub>org</sub>-rich marker bed (Faraoni level, uppermost Hauterivian, central Italy). *Eclogae Geologicae Helvetiae* **95**, 1-13.
- Baudin, F., Cecca, F., Gardin, S., Rafelis, M. de, Renard, M. & Coccioni, R. 2002b. L'événement anoxique fini-Hauterivien (Niveau Faraoni) est-il enregistré dans la Zone Sub-Bétique et en dehors de la Téthys méditerranéenne? *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon* **156**, 30-31.
- Baudin, F., Busnardo, R., Beltran, C., de Rafelis, M., Renard, M., Charollais, J. & Clavel, B. 2006. Enregistrement de l'événement anoxique Faraoni (Hauterivien supérieur) dans le domaine ultrahelvétique. *Revue de Paléobiologie* **25**, 525-535.
- Bellanca, A., Erba, E., Neri, R., Premoli-Silva, I., Sprovieri, M., Tremolada, F. & Verga, D. 2002. Palaeoceanographic significance of the Tethyan 'Livello Selli' (Early Aptian) from the Hybla Formation, northwestern Sicily: biostratigraphy and high-resolution chemostratigraphic records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **185**, 175-196.
- Bersezio, R., Erba, E., Gorza, M. & Riva, A. 2002. Berriasian-Aptian black shales of the Maiolica formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **180**, 253-275.
- Bodin, S., Godet, A., Föllmi, K.B., Vermeulen, J., Arnaud, H., Strasser, A., Fiet, N. & Adatte, T. 2006a. The late Hauterivian Faraoni anoxic event in the western Tethys: Evidence from phosphorus burial rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **235**, 245-264.
- Bodin, S., Godet, A., Vermeulen, J., Linder, P. & Föllmi, K.B., 2006b. Biostratigraphy, sedimentology and sequence stratigraphy of the latest Hauterivian – Early Barremian drowning episode of the Northern Tethyan margin (Altmann Member, Helvetic nappes, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* **99**, 157-174.
- Bodin, S., Godet, A., Matera, V., Steinmann, P., Vermeulen, J., Gardin, S., Adatte, T., Coccioni, R. & Föllmi, K.B. 2007. Enrichment of redox-sensitive trace metals (U, V, Mo, As) associated with the late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **96**, 327-341.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V. & Thierstein, H.R. 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (Eds.: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. & Hardenbol, J.). SEPM, Special Publication 54, 65-79.
- Busnardo, R., Charollais, J., Weidmann, M. & Clavel, B. 2003. Le Crétacé inférieur de la Veveyse de Châtel (Ultrahelvétique des Préalpes externes ; canton de Fribourg, Suisse. *Revue de Paléobiologie* **22**, 1-174.
- Cecca, F., Marini, A., Pallini, G., Baudin, F. & Begouen, V. 1994. A guide-level of the uppermost Hauterivian (Lower Cretaceous) in the pelagic succession of Umbria-Marche Apennines (Central Italy): the Faraoni Level. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **99**, 551-568.
- Cecca, F., Galeotti, S., Coccioni, R. & Erba, E. 1996. The equivalent of the "Faraoni Level" (uppermost Hauterivian, Lower Cretaceous) recorded in the eastern part of Trento Plateau (Venetian Southern Alps, Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **102**, 417-424.
- Channell, J.E.T., Erba, E., Muttoni, G. & Tremolada, F. 2000. Early Cretaceous magnetic stratigraphy in the APTICORE drill core and adjacent outcrop at Cismon (Southern Alps, Italy), and correlation to the proposed Barremian/Aptian boundary stratotype. *Geological Society of America Bulletin* **112**, 1430-1443.
- Coccioni, R. & Marsili, A. 2004. First radiation of Cretaceous radially elongated chambered planktonic foraminifera at Rio Argos (southern Spain): biostratigraphical and paleoecological implications. In: *3rd Italian Meeting of Environmental Micropaleontology, Urbino 2004*, 12-16.

- Coccioni, R. & Premoli Silva, I. 1994. Planktonic foraminifera from the Lower Cretaceous of Río Argos sections (southern Spain) and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research* **15**, 645-687.
- Coccioni, R., Baudin, F., Cecca, F., Chiari, M., Galeotti, S., Gardin, S. & Salvini, G. 1998. Integrated stratigraphic, palaeontological, and geochemical analysis of the uppermost Hauterivian Faraoni Level in the Fiume Bosso section, Umbria-Marche Apennines, Italy. *Cretaceous Research* **19**, 1-23.
- Coccioni, R., Marsili, A. & Venturati, A. 2004. Chamber elongation in Early Cretaceous planktonic foraminifera: a case study from the Lower Hauterivian-Lower Aptian Río Argos succession (southern Spain). In: *Proceedings of the First Italian Meeting on Environmental Micropaleontology* (Eds.: Coccioni, R., Galeotti, S. & Lirer, F.). Grzybowski Foundation Special Publication, vol. 9, 37-47.
- Coccioni, R., Luciani, V. & Marsili, A. 2006. Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleoecological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **235**, 66-92.
- Company, M., Sandoval, J. & Tavera, J.M. 1992. Secuencias deposicionales en el Barremiense-Aptiense inferior de la Sierra del Corque (Cordillera Bética): consideraciones paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* **5**, 55-63.
- Company, M., Sandoval, J. & Tavera, J.M. 2002. Ammonite bioevents and zonation of the uppermost Hauterivian in the Betic Cordillera (SE Spain). *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon* **156**, 83-84.
- Company, M., Sandoval, J. & Tavera, J.M. 2003a. Ammonite biostratigraphy of the uppermost Hauterivian in the Betic Cordillera (SE Spain). *Geobios* **36**, 685-694.
- Company, M., Aguado, R., Jiménez de Cisneros, C., Sandoval, J., Tavera, J.M. & Vera, J.A. 2003b. Biotic changes at the Hauterivian /Barremian boundary in the Mediterranean Tethys. In: *Field-trip to Agost (K/T boundary) and Río Argos (Hauterivian/Barremian boundary) sections. Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes (Caravaca de la Cruz, 2003)*, 15-28.
- Company, M., Aguado, R., Sandoval, J., Tavera, J.M., Jiménez de Cisneros, C. & Vera, J.A. 2005. Biotic changes linked to a minor anoxic event (Faraoni Level, latest Hauterivian, Early Cretaceous). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **224**, 186-199.
- Erba, E. 1994. Nannofossils and superplumes: the early Aptian "nannoconid crisis". *Paleoceanography* **9**, 483-501.
- Erba, E., Channell, J.E.T., Claps, M., Jones, C., Larson, R., Opdyke, B., Premoli Silva, I., Riva, A., Salvini, G. & Torricelli, S. 1999. Integrated stratigraphy of the Cismon APTICORE (Southern Alps, Italy): a "reference section" for the Barremian-Aptian interval at low latitudes. *Journal of Foraminiferal Research* **29**, 371-391.
- Faraoni, P., Marini, A., Pallini, G. & Pazzoni, N. 1997. The Maiolica Fm. of the Lessini Mts and Central Apennines (North Eastern and Central Italy): a correlation based on new bio-lithostratigraphical data from the uppermost Hauterivian. *Palaeopelagos* **6** (1996), 249-259.
- Föllmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M. & Funk, H. 1994. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America, Bulletin* **106**, 729-746.
- Godet, A., Bodin, S., Föllmi, K.B., Vermeulen, J., Gardin, S., Fiet, Adatte, T., Berner, Z., Stüben, D. & van der Schootbrugge, B. 2006. Evolution of the marine stable carbon-isotope record during the early Cretaceous: A focus on the late Hauterivian and Barremian in the Tethyan realm. *Earth and Planetary Science Letters* **242**, 254-271.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C. & Vail, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins* (Eds.: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R.). SEPM, Special Publication 60, 3-13 (+ 8 charts).
- Hoedemaeker, P. J. 1995. Ammonite distribution around the Hauterivian-Barremian boundary along the Río Argos (Caravaca, SE Spain). *Géologie Alpine Mém. H. S. n° 20* (1994), 219-277.

- Hoedemaeker, P.J. & Leereveld, H. 1995. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Berriasian-lowest Aptian (Lower Cretaceous) of the Río Argos succession, Caravaca, SE Spain. *Cretaceous Research* **16**, 195-230.
- Hoedemaeker, P.J., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., Barragán, R., Company, M., González-Arreola, C., Klein, J., Lukeneder, A., Ploch, I., Raisossadat, N., Rawson, P.F., Ropolo, P., Vašíček, Z., Vermeulen, J. & Wippich, M.G.E. 2003. Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the 'Kilian Group' (Lyon, 11 July 2002). *Cretaceous Research* **24**, 89-94.
- Jenkyns, H.C. 1999. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* **1997**, 943-949.
- Larson, R.L. & Erba, E. 1999. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography* **14**, 663-678.
- Leereveld, H. 1997. Hauterivian-Barremian (Lower Cretaceous) dinoflagellate cyst stratigraphy of the western Mediterranean. *Cretaceous Research* **18**, 421-456.
- Martín-Algarra, A., Ruiz-Ortiz, P.A. & Vera, J.A. 1992. Factors controlling Cretaceous turbidite deposition in the Betic Cordillera. *Revista de la Sociedad Geológica de España* **5**, 53-80.
- Premoli-Silva, I., Erba, E., Salvini, G., Locatelli, C. & Verga, D. 1999. Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *Journal of Foraminiferal Research* **29**, 352-370.
- Rawson, P.F. (compiler), Avram, E., Baraboschkin, E.J., Cecca, F., Company, M., Delanoy, G., Hoedemaeker, P.J., Kakabadze, M., Kotetishvili, E., Leereveld, H., Mutterlose, J., Salis, K. von, Sandoval, J., Tavera, J.M. & Vašíček, Z. 1996. The Barremian Stage. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique* **66-suppl.**, 25-30.
- Reboulet, S., Hoedemaeker, P.J., Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Atrops, F., Baraboschkin, E.Y., Company, M., Delanoy, G., Dutour, Y., Klein, J., Latil, J.L., Lukeneder, A., Mitta, V., Mourgues, F.A., Ploch, I., Raisossadat, N., Ropolo, P., Sandoval, J., Tavera, J.M., Vašíček, Z. & Vermeulen, J. 2006. Report on the 2nd international meeting of the IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the 'Kilian Group' (Neuchâtel, Switzerland, 8 September 2005). *Cretaceous Research* **27**, 712-715.
- Van Veen, G.W. 1966. *Geological investigations in the region west of Caravaca, south-eastern Spain*. Ph. D. Thesis, University of Amsterdam, 143 pp.
- Vera, J.A. 1988. Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética, *Revista de la Sociedad Geológica de España* **1**, 373-391.
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B. & Kuhn, O. 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **137**, 189-203.





## Geobioeventos en el tránsito Cretácico–Paleógeno en la sección del Barranco del Gredero (Caravaca)

Marcos Lamolda y Francisco J. Rodríguez-Tovar

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada; mlamolda@ugr.es; fjrtovar@ugr.es

### INTRODUCCIÓN

La geología del Barranco del Gredero ha atraído la atención de los geólogos desde los años 50 del pasado siglo. Su situación paleogeográfica corresponde al Subbético en una zona proximal de esta parte relativamente profunda de la cuenca, de ahí las atribuciones de otros autores al Prebético.

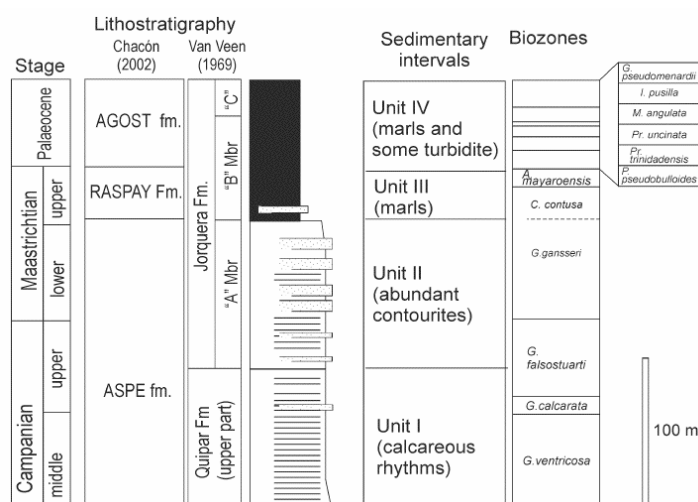


Fig. 1. Cuadro resumen de la estratigrafía de la sucesión Campaniense–Paleoceno en Caravaca. Se ha incluido la subdivisión litoestratigráfica propuesta por Van Veen (1969) (según Chacón & Martín Chivelet, 2005, fig. 3).

El límite Cretácico-Paleoceno se encuentra en la mitad inferior de la Formación Jorquera (Maastrichtiense–Eoceno inferior), hecho ya notado por Van Veen (1969). Un primer estudio de la bioestratigrafía del Paleógeno fue realizado por von Hillebrandt (1974). Recientemente Chacón & Martín Chivelet (2005) propusieron una correlación con las formaciones establecidas en la zona oriental próxima a Caravaca. Así la parte final del Cretácico, Maastrichtiense superior, la identificaron con la Fm. Raspay (de al menos 45 m de potencia), y el Paleoceno con la Fm. Agust (aproximadamente 100 m de potencia), dando un cuadro general bioestratigráfico desde el Campaniense hasta el Paleoceno superior (Fig. 1), así como una interpretación paleoambiental sedimentológica.

Estos materiales son ricos en fósiles de organismos planctónicos, nanoflora calcárea y foraminíferos, propios de ambientes de sedimentación del talud continental. La tasa de sedimentación fue menor durante el Paleoceno inferior que durante el Maastrichtiense superior (Arinobu *et al.*, 1999), pero el ambiente de depósito fue algo más profundo.

Los trabajos de detalle sobre el tránsito Cretácico–Paleógeno de Caravaca comenzaron con Abtahi (1975) y Smit (1977) para los foraminíferos planctónicos y

Romein (1977) para la nanoflora calcárea. Posteriormente, Smit (1990) y Canudo *et al.* (1991) dieron un nuevo impulso en el conocimiento de esta sección que es una de las clásicas y más completas en la investigación del citado límite.

## LA SECCIÓN DEL BARRANCO DEL GREDERO (CARAVACA)

Los afloramientos del final del Maastrichtiense y comienzo del Daniense se encuentran a lo largo del Barranco del Gredero y alguno de sus abarrancamientos en su ladera meridional, a unos 4 km al SSW de Caravaca. El tránsito entre el Cretácico y el Paleógeno está compuesto por margas y margocalizas, con un nivel de margas oscuras de 7 a 10 cm de potencia, cuya base marca el límite inferior del Daniense (Fig. 2). Este lecho basal se le conoce por las "arcillas del límite" y localmente por la "capa negra de Caravaca", contiene un 57% de residuos insolubles en HCl (Kaiho *et al.*, 1999); su parte inferior presenta una laminación paralela mientras que la superior pierde la laminación e incluso está bioturbada. Hacia techo, este lecho basal margoso cambia gradualmente enriqueciéndose en carbonatos y el color del sedimento se hace más claro. En la base de las "arcillas del límite" se encuentra una fina capa roja, de 2 mm de potencia, con altas concentraciones de Ir, otros anomalías geoquímicas y productos distales de un choque meteorítico (Smit & Hertogen, 1980; Martínez Ruiz *et al.*, 1997; Kaiho *et al.*, 1999, entre otros). Bajo el nivel rojizo que marca el límite inferior del Daniense, se encuentra un nivel verdoso de 3 mm de potencia, en cierto modo transicional con un 41,3% de residuos insolubles (Kaiho *et al.*, 1999).

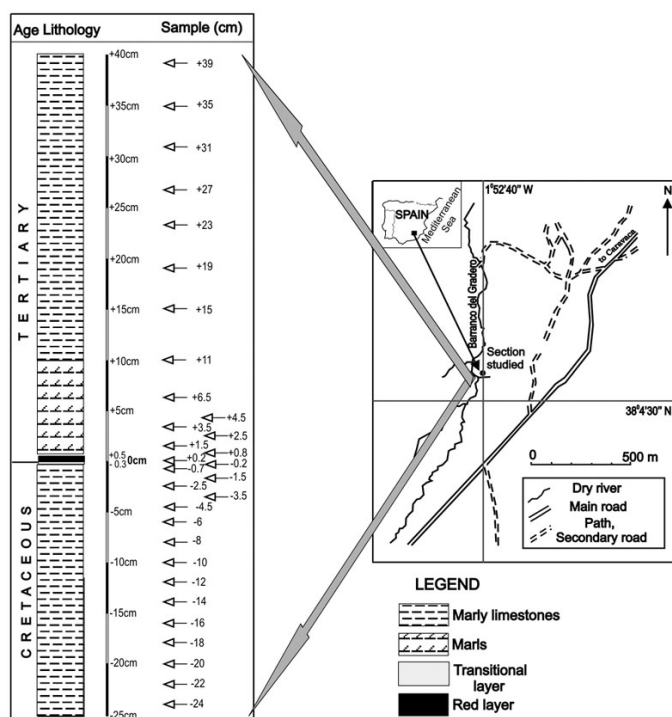


Fig. 2. Localización geográfica y columna estratigráfica estudiada de la sección de Caravaca (según Lamolda *et al.*, 2005, fig. 1).

Arinobu *et al.* (1999) estimaron una tasa media de sedimentación de 3 cm/ka para el Maastrichtiense superior y de 1,7 cm/ka para el Daniense, salvo la "arcilla del límite" que

se estimó en 0,8 cm/ka. De esta forma los 25 cm terminales estudiados del Maastrichtiense representan 8,1 ka y los 40 cm de la base del Daniense representan 29,9 ka.

La profundidad de depósito fue estimada en 1000 m (datos de Pat Doyle sobre dientes de seláceos, según Smit, 2005) y su paleolatitud fue aproximadamente 27° N de acuerdo con los mapas paleogeográficos de Smith *et al.* (1981). Las asociaciones de foraminíferos bentónicos caracterizados por Chacón & Martín Chilavet (2005) se interpretaron como pertenecientes a una zona batial media superior, similar a los resultados de otros estudios.

### Foraminíferos planctónicos

Los estudios realizados sobre este grupo en la sección de Caravaca (arriba citados), proporcionaron los primeros detalles sobre el patrón de extinción del final del Cretácico. Smit (1982) propuso el modelo ilustrado en la Figura 3, en el que la extinción de los foraminíferos planctónicos es prácticamente completa al final del Maastrichtiense, por lo que sugiere un origen monofilético o cuasi monofilético de los foraminíferos planctónicos registrados en el Paleoceno basal. En la Zona de *Abathomphalus mayaroensis* del Barranco del Gredero se registra algunas nuevas apariciones de taxones y prácticamente sin extinción alguna.

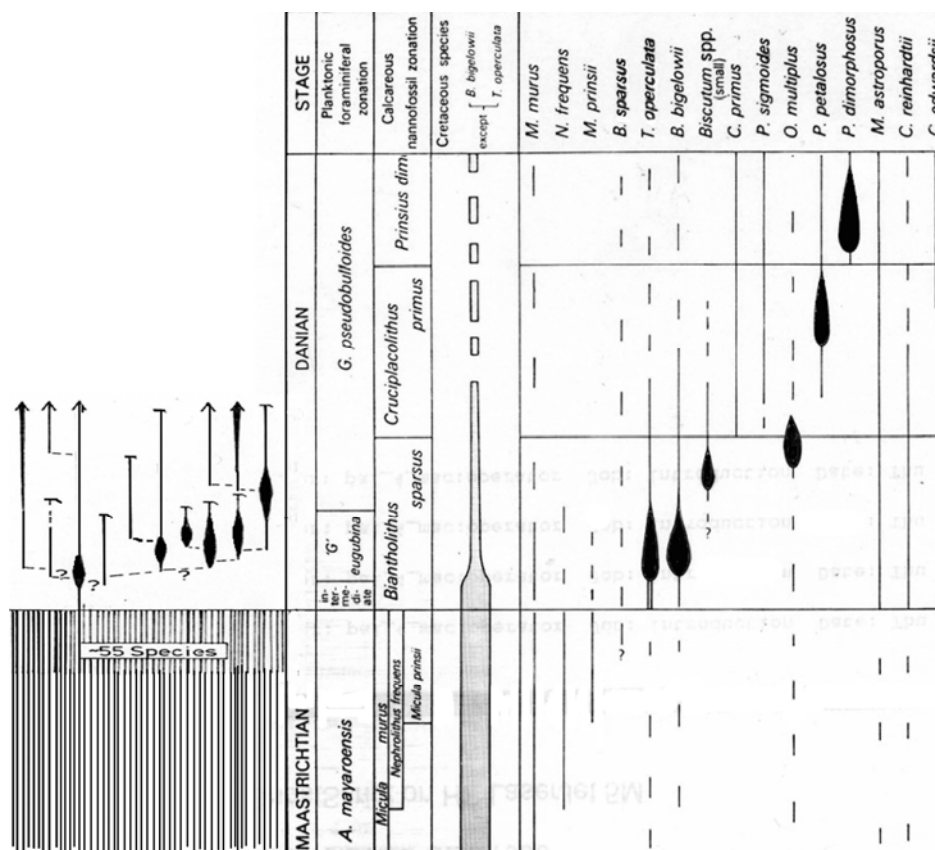


Fig. 3. Extinción y acmés de los foraminíferos planctónicos y los nanofósiles en la parte basal del Paleoceno del Barranco del Gredero (según Smit, 1982).

Molina *et al.* (2001) resumieron varios de sus trabajos (Fig. 4), en donde se aprecia la distribución de los foraminíferos planctónicos en la parte final del Maastrichtiense y en la basal del Paleoceno (desde 1 m por debajo a 1,3 m por encima del límite

Cretácico/Paleógeno). Caracterizaron la parte final de la Zona de *A. mayaroensis* y las zonas de *Guembelitra cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina* y *Parasubbotina pseudobulloides* (parte). La mayoría de los especímenes de los géneros *Guembelitra*, *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Pseudoguembelina* y *Globigerinelloides* están bien conservados en las muestras paleocenas. Las asociaciones paleocenas presentan un predominio sucesivo de algunos taxones, p. ej.: *Guembelitra*, seguida por *Woodringina* y finalmente *Eoglobigerina*, *Parasubbotina*, *Praemurica* y *Globanomalina* (Arenillas et al., 2000; Arz et al., 2000).

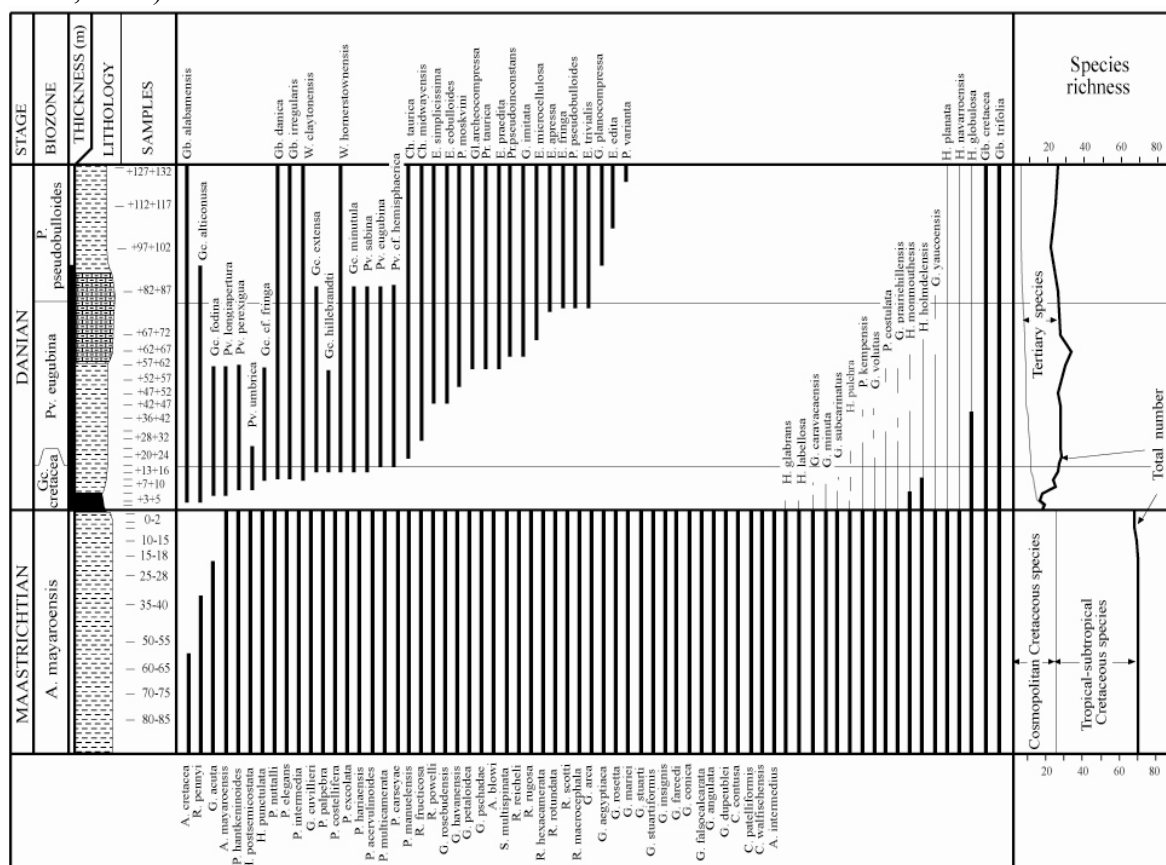


Fig. 4. Distribución de los foraminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cambios cuantitativos en el tránsito Cretácico–Paleoceno de Caravaca (según Molina *et al.*, 1998; Arz *et al.*, 2000).

## Foraminíferos bentónicos

Coccioni & Galeotti (1994) estudiaron las asociaciones de los foraminíferos bentónicos desde 80 cm por debajo del límite Cretácico-Paleógeno hasta 120 cm por encima del mismo. Las asociaciones presentan componentes calcáreos hialinos y aglutinantes calcáreos y silíceos, con una conservación buena a moderada. Esas asociaciones indican que los sedimentos que las contienen fueron depositados en ambientes batiales entre los 600 y los 1000 m de profundidad (estimación similar a la citada anteriormente de Pat Doyle). En los sedimentos cretácicos no se encuentra una tendencia clara en las sucesivas asociaciones encontradas y el índice de oxígeno disuelto (DOI) muestra una ventilación del fondo del mar variable entre aguas ricas en oxígeno a disóxicas. La abundancia relativa de los morfotipos calcáreohialinos infaunales decrece notablemente, en particular los cilíndricos y los cónicos. Las asociaciones son politáficas con una estructura trófica compleja propia de ambientes estables (Fig. 5). En el límite Cretácico/Paleógeno la riqueza genérica sufre una repentina disminución hasta alcanzar los

valores más bajos, sólo hay representados dos géneros. Tras este cambio radical todo apunta a una rápida recuperación de las asociaciones de foraminíferos bentónicos, incrementándose la complejidad de la estructura trófica. La recuperación se registra al principio de la Zona de *P. eugubina*, donde la politaxia ya está reestablecida.

| AGE        | ZONES          | LITHOLOGY | TIME (ka)                                     | STEPS | IDEALIZED SEA BOTTOM | FAUNAL EVENTS                                                                                                                                                                                                                                                  |
|------------|----------------|-----------|-----------------------------------------------|-------|----------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| PALEOCENE  | P1a            |           |                                               |       |                      | Polytaxic assemblages with complex trophic structure                                                                                                                                                                                                           |
|            | P eugubina     |           |                                               |       |                      |                                                                                                                                                                                                                                                                |
|            |                |           | 6.0-6.5 ka after the K/T Boundary             | IV    |                      | Reappearance of <i>Rhabdammina</i> (ESF)<br><i>Rhizammina</i>                                                                                                                                                                                                  |
|            |                |           | 1.0-1.2 to 5.0-6.0 ka after the K-T Boundary  | III   |                      | Reappearance of <i>Bathysiphon</i> (ESF)<br><i>Dorothis</i> (IDF)<br><i>Bolivinoides</i> (EDF)<br><i>Gyroidinoides</i> or passive herbivores (EDF)<br><i>Osangularia</i> (EDF or attached)<br><i>Repmanina</i><br><i>Recurvoides</i><br><i>Trochamminoides</i> |
|            | P0             |           | 0.5-0.6 to 1.0-1.2 ka after the K-T Boundary  | II    |                      | Reappearance of <i>Anomalinoidea</i> (EDF or passive herbivores)<br><i>Gavelinella</i><br><i>Astacolus</i><br><i>Nodosaria</i> (IDF)<br><i>Globulina</i><br><i>Reophax</i><br><i>Verneulina</i>                                                                |
|            | G. cretacea    |           | from 0.0 to 0.5-0.6 ka after the K-T Boundary | I     |                      | Sudden and dramatic decrease of diversity: <i>Bolivina</i> and <i>Spiroplectammina</i> (IDF) only survive and bloom opportunistically                                                                                                                          |
| CRETACEOUS | M3             |           |                                               |       |                      | Polytaxic assemblages with complex trophic structure                                                                                                                                                                                                           |
|            | A. mayaroensis |           |                                               |       |                      |                                                                                                                                                                                                                                                                |

Fig. 5. Reconstrucción paleoambiental ideal del fondo del mar durante el tránsito Cretácico–Paleoceno en Caravaca. La numeración romana indica los pasos desde la supervivencia, tras la extinción, a la recuperación de los foraminíferos bentónicos de aguas profundas (no guardan escala). IDF= infaunales detritívoros; EDF= epifaunales detritívoros; ESF= epifaunales suspensívoros. La zonación se corresponde con las de Smit (1982) y Smit & Romein (1985) (según la Fig. 3 de Coccioni & Galeotti, 1994).

### Isótopos estables y abundancia de foraminíferos

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , fracción fina, decrecen rápidamente en 1,7‰ en el límite Cretácico/Paleógeno y se incrementa en 1‰ en el límite entre las zonas P0 y P1a (Fig. 6). No obstante, en los ejemplares de foraminíferos planctónicos se encuentra valores de  $\delta^{13}\text{C}$

relativamente constantes a uno y otro lado del límite Cretácico/Paleógeno. Esta similitud se ha hallado en 12 especies de foraminíferos planctónicos cretácicos y en los juveniles de *Heterohelix* spp. y se interpreta como un retrabajamiento de los ejemplares registrados en la "arcilla del límite", procedentes del Maastrichtiense superior (Kaiho & Lamolda, 1999). Los valores originales de  $\delta^{13}\text{C}$  sufren muy pocos cambios diagenéticos en sedimentos de bajo contenido en  $\text{C}_{\text{org}}$  (Barrera & Keller, 1990). Tal es el caso en Caravaca, con valores de  $\text{C}_{\text{org}}$  entre 0,04 y 0,24% (Fig. 6).

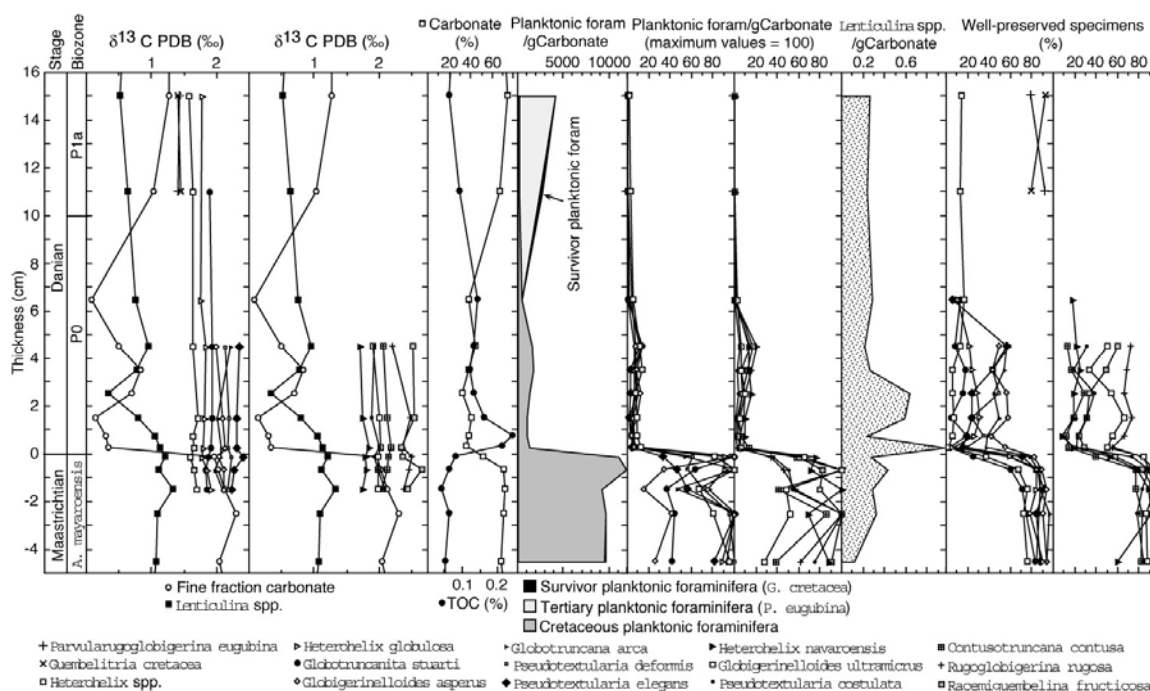


Fig. 6. Fraccionamiento isotópico del C en los foraminíferos, planctónicos y bentónicos, y en la fracción fina del carbonato (<10 µm) en el tránsito Cretácico–Paleoceno de Caravaca. Los valores isotópicos de las dos especies más grandes de planctónicas (>500 µm), *Contusotruncana contusa* y *Globotruncanita stuarti*, son valores promedio de cinco medidas. Los de las especies *Globotruncana arca*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Racemiguembelina fructicosa* y *Pseudotextularia deformis* (de 250 a 500 µm), son el promedio de dos a tres medidas. También se muestra el contenido de carbonatos, el contenido de carbono orgánico, el número de especímenes/g de carbonato de los foraminíferos cretácicos, supervivientes y paleocenos, de *Lenticulina* spp. (> 63 µm), y de *Heterohelix* spp. (de 63 a 125 µm). TOC= carbono orgánico total; PDB=Pee Dee Belemnite. (según Kaiho & Lamolda, 1999, fig. 1).

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en el foraminífero bentónico *Lenticulina* spp. son de 0,5 a 1,3‰ más bajos que los de los foraminíferos planctónicos, lo que sugiere la presencia de un gradiente térmico entre la superficie y el fondo del mar. Estos valores se corresponden bien tanto en profundidad como cuando se comparan con los de otras localidades de paleolatitudes diferentes. Ello refuerza la interpretación de que los valores isotópicos hallados en Caravaca están poco alterados (Fig. 7).

Tanto el porcentaje de especímenes bien conservados como el número de ellos por gramo de carbonato, para las 12 especies contabilizadas y los especímenes juveniles de *Heterohelix* spp., decrecen fuertemente en el Daniense basal (Fig. 6), lo que es un apoyo a la hipótesis del retrabajamiento postulada.

Sobre la base de (1) los valores constantes de  $\delta^{13}\text{C}$  en las 12 especies comunes de

foraminíferos planctónicos en el tránsito entre el Cretácico y el Paleógeno, y (2) el rápido descenso en los porcentajes de la abundancia de especímenes bien conservados y el número de ellos por gramo de carbonato se concluye que la gran mayoría de los foraminíferos planctónicos no sobrevivieron a la extinción del final del Cretácico.

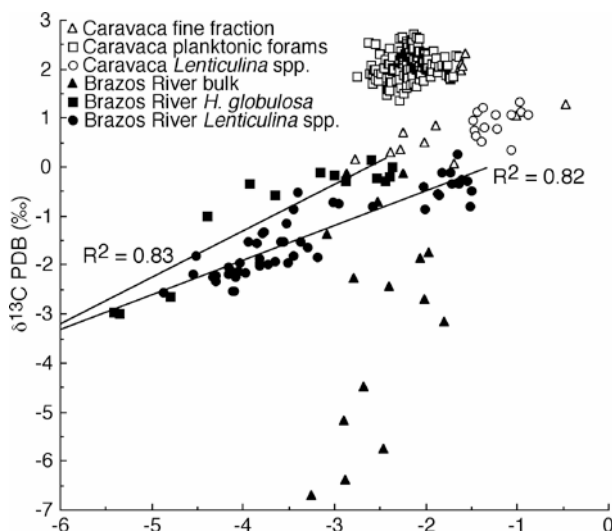


Fig. 7. Diagrama de dispersión de los valores isotópicos del C y el O correspondientes a foraminíferos, planctónicos y *Lenticulina* spp., y a la fracción fina de carbonatos del Maastricht-tiense terminal y Daniense basal de Brazos River, Texas, USA (datos de Barrera & Keller, 1990), y de Caravaca. PDB= Pee Dee Belemnite (según Kaiho & Lamolda, 1999, fig. 3).

### Geoquímica orgánica

El coroneno y otros hidrocarburos policíclicos aromáticos (PAH) son productos típicos pirosintéticos ligados a grandes incendios forestales. La presencia de cantidades considerables de PAH altamente pericondensados justo sobre el límite basal del Daniense está de acuerdo con la idea de incendios masivos globales, tal como se evidencia también con el registro de hollín en algunas localidades (Venkatesan & Dahl, 1989). La duración de la anomalía de PAH en Caravaca es similar a la que presenta el Ir (Smit & Ten Kate, 1982), por lo que puede considerarse instantánea geológicamente.

En la Figura 8 se observa que los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , de los  $n\text{-C}_{29}$  alcanos (típicos de plantas terrestres superiores) varían algo antes de la base del Daniense, y tienen un descenso total en la muestra B-1 de 1,8‰, justo sobre la base del Daniense (Arinobu *et al.*, 1999). La anomalía negativa del  $\delta^{13}\text{C}$  coincide con el incremento brusco de los pirosintéticos PAH, con valores del Índice de Preferencia del Carbono (CPI) de 5,1. Podemos pensar que se da un doble aporte de materia orgánica terrestre al sedimento marino justo en la base del Daniense: materia quemada (pirosintéticos) y sin quemar ( $n\text{-C}_{29}$  alcanos y un CPI de 5,1).

La aplicación del modelo de Ivany & Salawitch (1993) indica que pudo quemarse entre el 18 y el 24% de las plantas superiores terrestres en un tiempo muy corto, lo que también implicaría que los incendios fueran más bien globales que locales.

El estudio de los ácidos grasos saturados de cadena larga (LFA;  $\text{C}_{20}$  a  $\text{C}_{30}$ ) abunda en el aporte importante de materia orgánica (vegetales terrestres superiores), durante un breve intervalo de tiempo tras la extinción (Fig. 9A). En efecto, su índice de acumulación de masa es muy similar al de los  $n\text{-C}_{29}$  alcanos discutidos anteriormente (Fig. 8D). Por contra, los valores de los ácidos grasos de corta cadena (SFA;  $\text{C}_{16}$  y  $\text{C}_{18}$ ) provenientes de fotosintetizadores marinos, aunque no de forma exclusiva, presentan una curva bien diferente: máximos valores durante el final del Cretácico que disminuyen hacia la base del Daniense (Fig. 9C), mínimos valores en las “arcillas del límite” y una ligera recuperación por encima (Arinobu *et al.*, 2005). Estos autores interpretaron esos valores más bajos como

correspondientes a un mínimo de la fotosíntesis y/o bien a su consumo por bacterias u hongos, ya que no son tan resistentes a su acción como los LFA. El aporte importante de materia orgánica durante el Daniense basal estaría conforme con la amplitud de fondos de aguas intermedias pobres en oxígeno o desprovistas de él (Kaiho *et al.*, 1999).

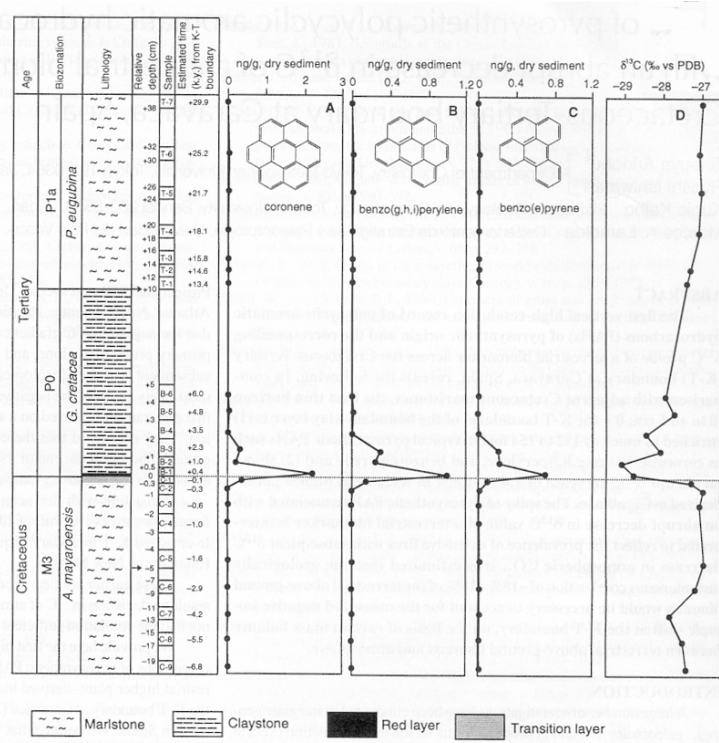


Fig. 8. Variaciones a través del tránsito Cretácico-Paleoceno (Caravaca) de A) coroneno, B) benzo(g,h,i)perileno, C) benzo(e)pireno, y D)  $\delta^{13}\text{C}$  de  $n\text{-C}_{29}$  alcano. Nótese el cambio de escala entre las flechas de la columna de situación. PDB= Pee Dee Belemnite (según Arinobu *et al.*, 1999, fig. 1).

### Nanoflora calcárea

En casi todas las muestras estudiadas hay una asociación muy rica de nanofósiles. Se ha identificado 88 especies. *Micula* spp. (del 20 al 30% de las asociaciones) y *Watznaueria barnesae* (20 al 22%) son los taxones dominantes; también son de destacar *Prediscosphaera* spp., *Arkhangelskiella cymbiformis* y *Cribrosphaerella ehrenbergii*. Las asociaciones permiten reconocer la Subiozona de *Micula prinsii* en el Maastrichtiense terminal, y la Zona de *Biantholithus sparsus* en el Daniense inferior (Lamolda *et al.*, 2005).

En la parte inferior de la sección estudiada (entre 25 y 11 cm bajo el límite Maastrichtiense/Daniense) la nanoflora es rica en especies y con una alta abundancia absoluta (Fig. 10), reduciéndose hacia la "arcilla del límite". Hay un descenso importante hacia 10 cm bajo el límite (4 ka) y un segundo declive en los últimos 5 cm (2 ka), éste afecta sólo a la abundancia. Sin embargo, la tendencia es contraria para el conjunto de las especies "supervivientes". Se duplican hacia los 4 ka antes del límite, un nuevo incremento de un orden de magnitud hasta 0,1 especímenes/campo visual (s/FOV) hacia 2 ka, y una nueva duplicación a 1 cm bajo el límite (Fig. 10B).

En los primeros 5 cm del Daniense se recuperan valores similares a los encontrados bajo el límite, pero se interpretan en parte debidos a un retrabajamiento y en parte por la conservación (*Micula decussata* y *W. barnesae* suman el 48% de los nanolitos de esas muestras). Al tiempo la abundancia absoluta de los "supervivientes" se incrementa de 2,2 a 3,5 s/FOV. También lo hacen las nuevas especies desde 0,1 a 0,55 s/FOV a 4,5 cm sobre el límite inferior del Daniense (Fig. 10B).

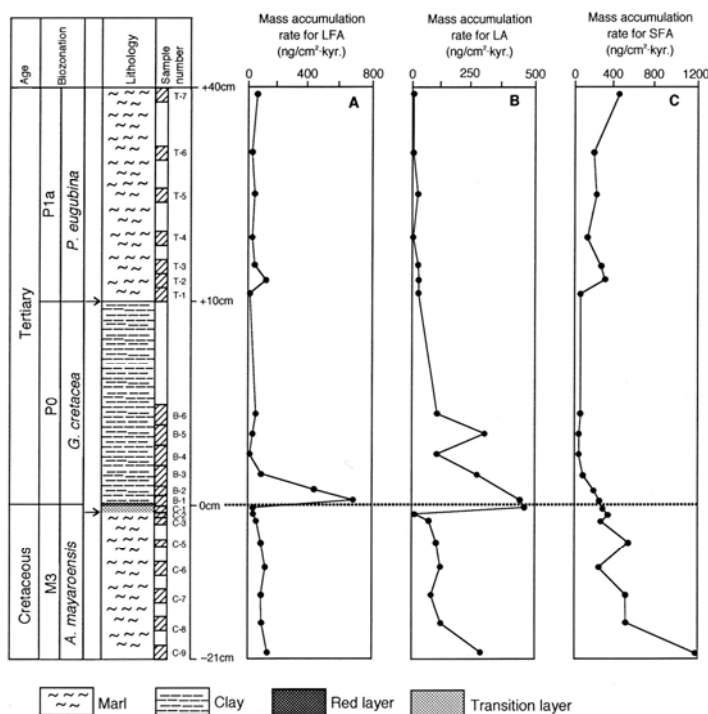


Fig. 9. Variaciones del índice de acumulación de masa de A) ácidos *n*-grasos saturados de larga cadena (LFA;  $C_{20}$ - $C_{30}$ ), B) *n*-alcanos de larga cadena (LA;  $C_{25}$ - $C_{31}$ ), y C) ácidos *n*-grasos saturados de corta cadena (SFA;  $C_{16}$ + $C_{18}$ ) en la transición Cretácico-Paleoceno de Caravaca. Nótese el cambio de escala entre las flechas (según Arinobu *et al.*, 2005, fig. 3).

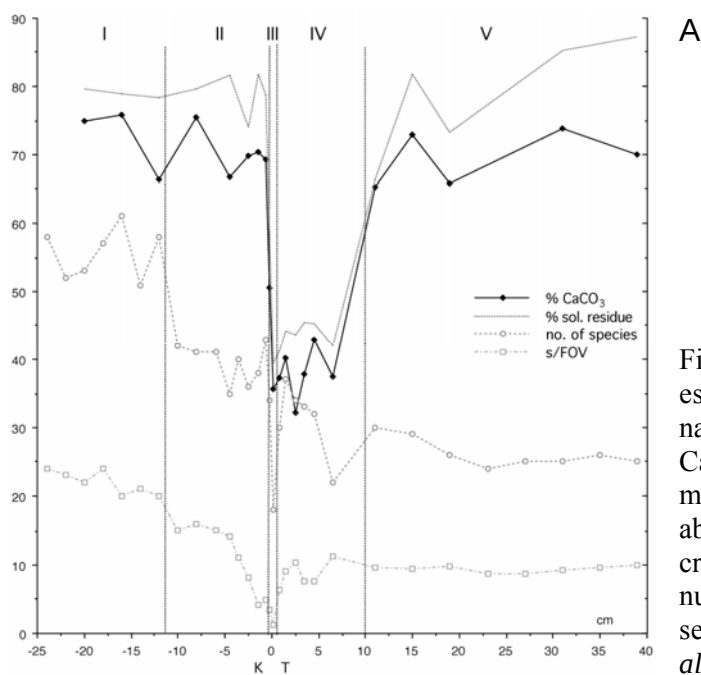
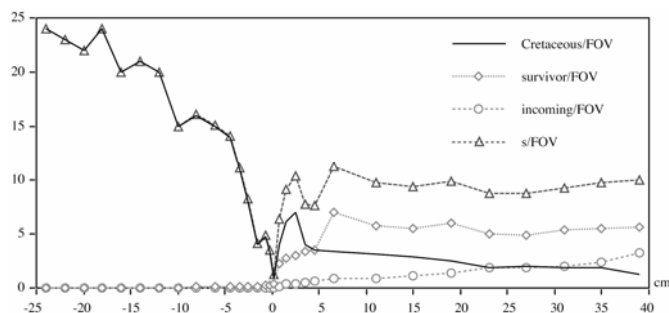


Fig. 10 – A) Cambios en el número de especies, abundancia absoluta de nanofósiles (s/FOV), porcentajes de  $CaCO_3$  y residuo soluble en HCl en las muestras estudiadas. B) Cambios en la abundancia absoluta de los taxones cretácicos (en extinción), supervivientes, nuevos taxones y total de nanofósiles en la sección de Caravaca (según Lamolda *et al.*, 2005, fig. 2 y 4, respectivamente).



B

En Caravaca se encuentra una coincidencia entre el período de declive de la nanoflora calcárea con el rápido incremento de las especies "supervivientes", incluido el dinoflorista calcáreo *Thoracosphaera* spp. Los incrementos de este taxón se conocen en otros lugares del Pirineo occidental (Gorostidi & Lamolda, 1995), Egipto (Tantawi, 2003) y Haití (Aguado *et al.*, 2005), en este último hay un incremento desde el 3% hasta el 8% de la asociación en los últimos metros del Maastrichtiense terminal.

La disminución de la abundancia absoluta de la nanoflora calcárea es parecida a la de la acumulación de ácidos grasos de cadena corta (SFA, Fig. 9C). Esto se debe a que parte de los SFA provienen de la nanoflora calcárea. El hecho de que las curvas muestren esa disminución durante el Maastrichtiense terminal, en Caravaca, refuerza la hipótesis de que la abundancia absoluta de nanofósiles registrados no esté sesgada apreciablemente por procesos diagénéticos y responda a un hecho real.

### Trazas fósiles

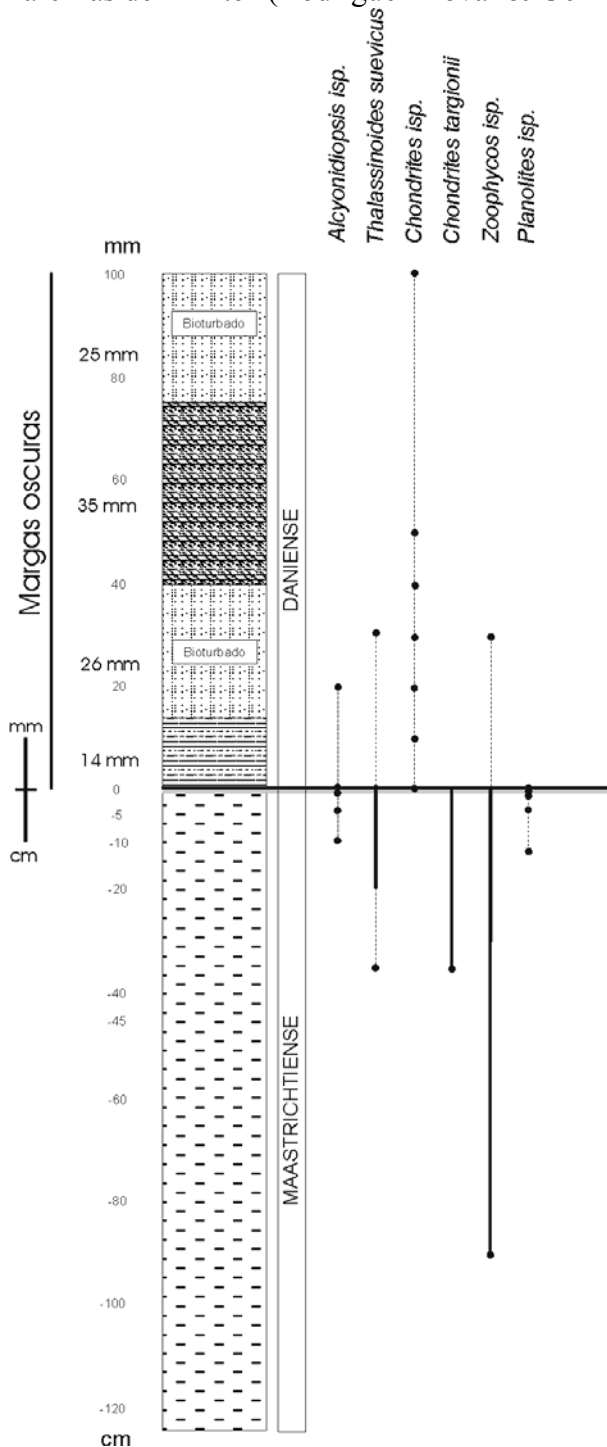
Recientemente, Rodríguez-Tovar & Uchman (2006) han realizado el análisis icnológico del intervalo del límite Cretácico-Paleógeno en la sección del Barranco del Gredero, poniendo de manifiesto la existencia de una asociación de trazas moderadamente diversa. Las referencias previas sobre el contenido icnológico son escasas y poco detalladas. En la mayoría de las ocasiones se afirmaba que la capa roja del límite no estaba perturbada biogénicamente, se mantenía intacta (Smit & Romein, 1985; Canudo *et al.*, 1991; Smit, 1999, 2005), aunque también se aludía a la posible alteración de la distribución vertical de los microfósiles y de los componentes mineralógicos y geoquímicos como consecuencia de la bioturbación (p. ej., Smit & Romein, 1985; Arinobu *et al.*, 1999; Smit, 1999, 2005; Lamolda *et al.*, 2005).

Rodríguez-Tovar & Uchman (2006) llevaron a cabo la caracterización de la asociación de trazas, diferenciando entre las registradas en los sedimentos del techo del Maastrichtiense y las correspondientes a la base del Daniense, con especial atención a la incidencia de la bioturbación en la capa roja del límite.

La asociación de trazas fósiles registrada en las "arcillas del límite" del Daniense basal está representada por estructuras con relleno oscuro, lo que dificulta la diferenciación respecto del sedimento encajante, que descienden verticalmente hasta el techo de las margas claras del Maastrichtiense. La asociación está compuesta principalmente por *Zoophycos*, *Chondrites targionii*, *Thalassinoides suevicus*, *Planolites* y *Alcyonidiopsis* (Fig. 11). Estas trazas proceden de dos horizontes bioturbados, separados por dos horizontes con laminación primaria, pertenecientes a las "arcillas del límite", localizados aproximadamente a 14 y 75 mm sobre la capa roja del límite (Fig. 11). *Zoophycos* es la traza con mayor penetración (hasta 90 cm bajo el límite), seguida de *Chondrites* (hasta 35 cm), mientras *Thalassinoides*, *Planolites* y *Alcyonidiopsis* ocupan posiciones más cercanas al límite (registradas a pocos centímetros bajo la capa roja; Fig. 11). *Zoophycos* corta a *Chondrites* y ambas al resto de estructuras biogénicas, lo que permite interpretar una colonización secuencial iniciada por los productores de *Alcyonidiopsis*, *Planolites* y *Thalassinoides*, seguidos por los de *Chondrites*, siendo los organismos generadores de *Zoophycos* los últimos en colonizar el medio, posiblemente en relación con el aumento en la consistencia del sedimento.

Junto con las trazas fósiles de relleno oscuro, los sedimentos del techo del Maastrichtiense registran una asociación de relleno claro, cuya composición es similar a la anterior. La similitud en la composición entre la asociación de trazas claras correspondientes al techo del Maastrichtiense y las oscuras generadas en la base del

Daniense, pone de manifiesto la ausencia de evidencias icnológicas que permitan interpretar una crisis severa en el componente macroinfaúnico, al menos en lo que respecta a organismos bioturbadores. Asimismo, la colonización de la macroinfauna sobre el límite Cretácico/Paleógeno se produjo rápidamente, en unos pocos miles de años representados por el intervalo laminado de 14 mm, sin bioturbación, localizado justo en la base de las “arcillas del límite” (Rodríguez-Tovar & Uchman, 2006).



Especial atención merece la incidencia de las trazas fósiles en la capa roja (Rodríguez-Tovar & Uchman, en prensa). El análisis detallado sobre el afloramiento ha permitido reconocer relaciones de corte entre las trazas fósiles y la capa roja, poniendo de manifiesto la penetración vertical de *Zoophycos* y *Chondrites targionii*, así como la bioturbación lateral de la capa por estos últimos. El estudio de microscopio revela el contacto neto entre los márgenes de las trazas de *Chondrites* y el sedimento rojo encajante. La colonización de un sustrato desfavorable, como el representado por la capa roja, por parte de los organismos productores de *Zoophycos* y *Chondrites* puede explicarse en relación con la paleobiología de ambos organismos, construyendo trazas verticales y abiertas. Estas estructuras, en continuo contacto con el fondo marino, probablemente activamente ventiladas, permiten al organismo generador colonizar medios pobres en oxígeno y comida, al obtener ambos recursos desde el fondo.

La relativamente abundante asociación de trazas fósiles registrada en el intervalo del límite, y especialmente en la capa roja, alerta sobre la posibilidad de redistribución lateral y vertical de componentes abióticos y bióticos, lo cual puede inducir a errores en la interpretación del evento del límite.

Fig. 11. Distribución vertical de la asociación de trazas fósiles con relleno oscuro registradas en el intervalo del límite Cretácico-Paleógeno (modificada de Rodríguez-Tovar & Uchman, 2006). Nota: Diferente escala para los materiales maastrichtienses (cm) y danienses (mm).

## Referencias

- Abtahi, M. 1975. *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Kreide/Alttertiär Grenze im Barranco del Gredero (Caravaca, Prov. Murcia, SE Spanien)*. PhD Thesis. Technische Universität Berlin, Berlin.
- Aguado, R., Lamolda, M. A. & Maurrasse, F. J-M. R. 2005. Nanofósiles del límite Cretácico/Terciario en Beloc (Haití): bioestratigrafía, composición de las asociaciones e implicaciones paleoclimáticas. In: *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes* (Eds. Lamolda, M.A., Maurrasse, F. J-M. R., Paul, C.R.C.). *Journal of Iberian Geology*, 31, 9–24.
- Arenillas, I., Arz, J. A. & Molina, E. 2000. Spanish and Tunisian Cretaceous-Tertiary boundary sections: a planktic foraminiferal biostratigraphic comparison and evolutive events. *GFF*, 122, 11–12.
- Arinobu, T., Ishiwatari, R., Kaiho, K. & Lamolda, M. A. 1999. Spike of pyrosynthetic polycyclic aromatic hydrocarbons associated with an abrupt decrease in  $\delta^{13}\text{C}$  of a terrestrial biomarker at the Cretaceous-Tertiary boundary at Caravaca, Spain. *Geology*, 27, 723–726.
- Arinobu, T., Ishiwatari, R., Kaiho, K., Lamolda, M. A. & Seno, H. 2005. Abrupt and massive influx of terrestrial biomarkers into the marine environment at the Cretaceous-Tertiary boundary, Caravaca, Spain. In: *Paleobiotic Changes in Earth History and their Causes* (Eds. Lamolda, M. A., Maurrasse, F. J-M. R. & Paul, C. R. C.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224, 108–116.
- Arz, J.A., Arenillas, I., Molina, E. & Sepúlveda, R. 2000. La estabilidad evolutiva de los foraminíferos planctónicos en el Maastrichtiense Superior y su extinción en el límite Cretácico/Terciario de Caravaca, España. *Revista Geológica de Chile*, 27(1), 27–47.
- Barrera, E. & Keller, G. 1990. Stable isotope evidence for gradual environmental changes and species survivorship across the Cretaceous/Tertiary boundary. *Paleoceanography*, 5, 867–890.
- Canudo, J. I., Keller, G. & Molina, E. 1991. Cretaceous/Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, SE Spain. *Marine Micropaleontology* 17, 319–341.
- Chacón, B. & Martín Chivelet, J. 2005. Major palaeoenvironmental changes in the Campanian to Palaeocene sequence of Caravaca (Subbetic zone, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 31, 299–310.
- Coccioni, R. & Galeotti, S. 1994. K/T boundary extinction: Geologically instantaneous or gradual event? Evidence from deep-sea benthic foraminifera. *Geology*, 22, 779–782.
- Gorostidi, A. & Lamolda, M. A. 1995. La nannoflora calcárea y el tránsito KT de la sección de Bidart (SW de Francia). *Revista Española de Paleontología no. Homenaje al Dr. Guillermo Colom*, 153–168.
- Ivany, L. C. & Salawitch, R. J. 1993. Carbon isotope evidence for biomass burning at the K/T boundary. *Geology*, 21, 487–490.
- Kaiho, K. & Lamolda, M. A. 1999. Catastrophic extinction of planktonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary evidenced by stable isotopes and foraminiferal abundance at Caravaca, Spain. *Geology*, 27, 355–358.
- Kaiho, K., Kajiwarai, Y., Tazaki, K., Ueshima, M., Takeda, N., Kawahata, H., Arinobu, T., Ishiwatari, R., Hirai, A. & Lamolda, M. A. 1999. Oceanic primary productivity and dissolved oxygen levels at the Cretaceous/Tertiary boundary: Their decrease and subsequent warming and recovery. *Paleoceanography*, 14, 511–524.
- Lamolda, M. A., Melinte, M. C. & Kaiho, K. 2005. Nannofloral extinction and survivorship across the K/T boundary at Caravaca, southeastern Spain. In: *Paleobiotic Changes in Earth History and their Causes* (Eds. Lamolda, M. A., Maurrasse, F. J-M. R. & Paul, C. R. C.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224, 27–52.
- Martínez Ruiz, F., Ortega Huertas, M., Palomo, I. & Acquafredda, P. 1997. Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 113, 137–147.
- Molina, E., Arenillas, I. & Arz, J. A. 1998. Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société*

- Géologique de France*, 169, 351–363.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I. & Arz, J. A. 2001. The Cretaceous/Tertiary boundary. Micropaleontology. In: *Field-trip guide to the Agost and Caravaca sections (Betic Cordillera, Spain). Impact Markers in the Stratigraphical record* (Eds. F. C. Martínez, E. Molina & F. J. Rodríguez-Tovar), 40–45. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.
- Rodríguez-Tovar, F. J. & Uchman, A. 2006. Ichnological analysis of the Cretaceous–Palaeogene boundary interval at the Caravaca section, SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242, 313–325.
- Rodríguez-Tovar, F. J. & Uchman, A. en prensa. Bioturbational disturbance of the Cretaceous–Palaeogene (K-Pg) boundary layer: Implications for the interpretation of the K-Pg boundary impact event. *Geobios*.
- Romein, A.J.T. 1977. Calcareous nannofossils from the Cretaceous/Tertiary boundary interval in the Barranco del Gredero (Caravaca, Prov. Murcia, SE Spain). *Proc. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 80, 256–279.
- Smit, J. 1977. Discovery of a planktonic foraminiferal association between the Abathomphalus mayaroensis zone and the "Globigerina" eugubina zone at the Cretaceous/Tertiary boundary in the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain): a preliminary report. *Proc. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 80, 280–301.
- Smit, J. 1982. Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. In: *Geological Implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth* (Eds. L. T. Silver and P. H. Schultz). *Geological Society of America, Special Paper*, 190, 329–352.
- Smit, J. 1990. Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous–Tertiary boundary. *Geologie en Mijnbouw*, 69, 187–204.
- Smit, J. 1999. The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, 27, 75–113.
- Smit, J. 2005. The section of the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain): a crucial section for the Cretaceous/Tertiary boundary impact extinction hypothesis. In: *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes* (Eds. Lamolda, M.A., Maurrasse, F. J-M. R., Paul, C.R.C.). *Journal of Iberian Geology*, 31, 179–191.
- Smit, J. & Hertogen, J. 1980. An extraterrestrial event at the Cretaceous–Tertiary boundary. *Nature*, 285, 198–200.
- Smit, J. & Romein, A. J. T. 1985. A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 155–170.
- Smit, J. & Ten Kate, W. G. H. Z. 1982. Trace element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary – Consequences of a large impact. *Cretaceous Research*, 3, 307–332.
- Smith, A. G., Hurley, A. M. & Briden, J. C. 1981. *Phanerozoic paleocontinental world maps*. Cambridge University Press, New York.
- Tantawy, A. A. A. M., 2003. Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology of the Cretaceous–Tertiary transition in the central eastern desert of Egypt. *Marine Micropaleontology*, 47, 323–356.
- Van Veen, G. W. 1969. *Geological investigations in the region west of Caravaca, southeastern Spain*. Ph.D. Thesis, Amsterdam University.
- Venkatesan, M. I. & Dahl, J. 1989. Organic geochemical evidence for global fires at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 338, 57–60.
- von Hillebrandt, A. 1974. Bioestratigrafía del Paleogeno en el Sureste de España (Prov. de Murcia y Alicante). *Cuadernos de Geología, Univ. de Granada*, 5, 135–153.







## **Excursión B**

### **El Mioceno del Prebético de Murcia**

**Julio Aguirre, Juan C. Braga y José M. Martín**



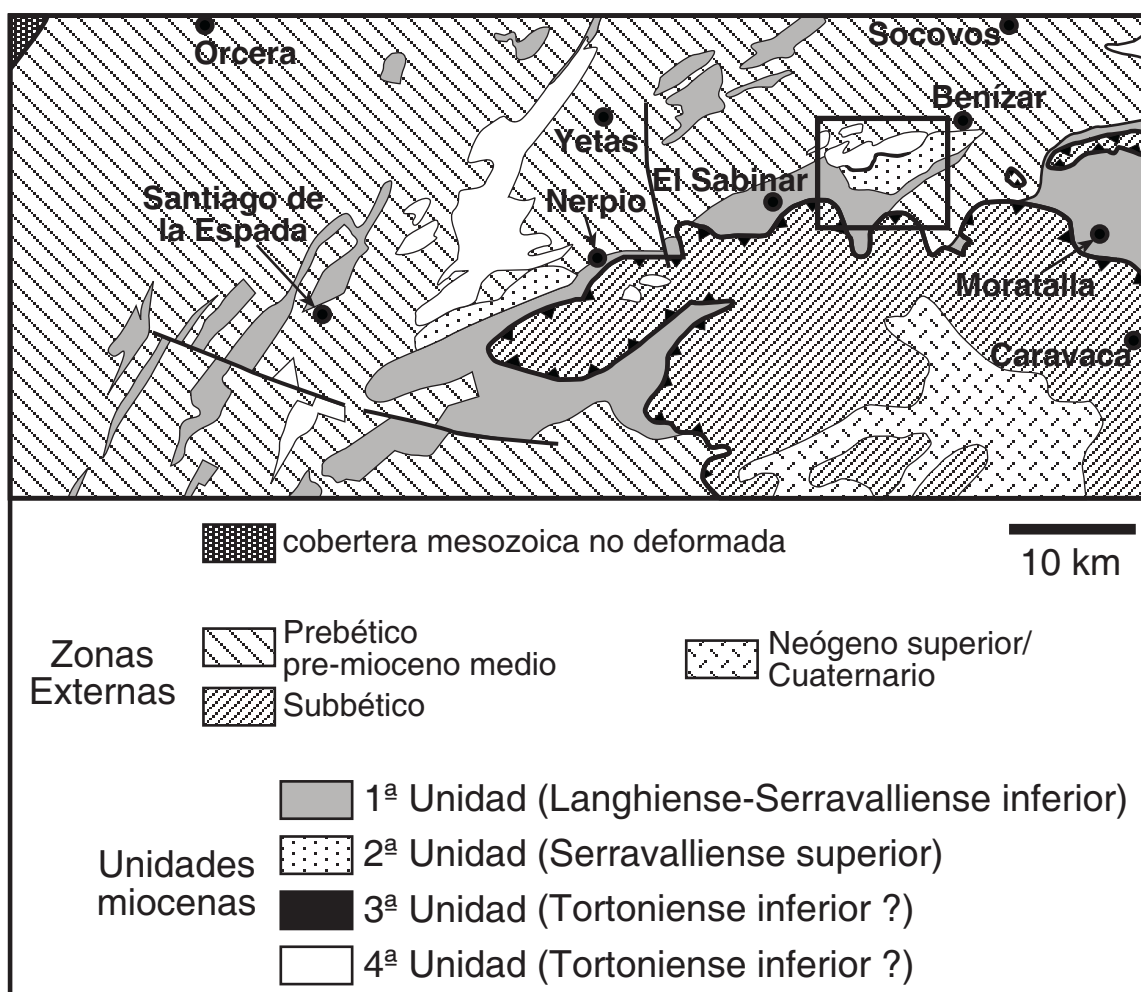
## El Mioceno marino del Prebético occidental (Cordillera Bética, SE de España): Historia del cierre del Estrecho Norbético

Julio Aguirre, Juan C. Braga y José M. Martín

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18002 Granada; jaguirre@ugr.es; jbraga@ugr.es; jmmartin@ugr.es

### INTRODUCCIÓN

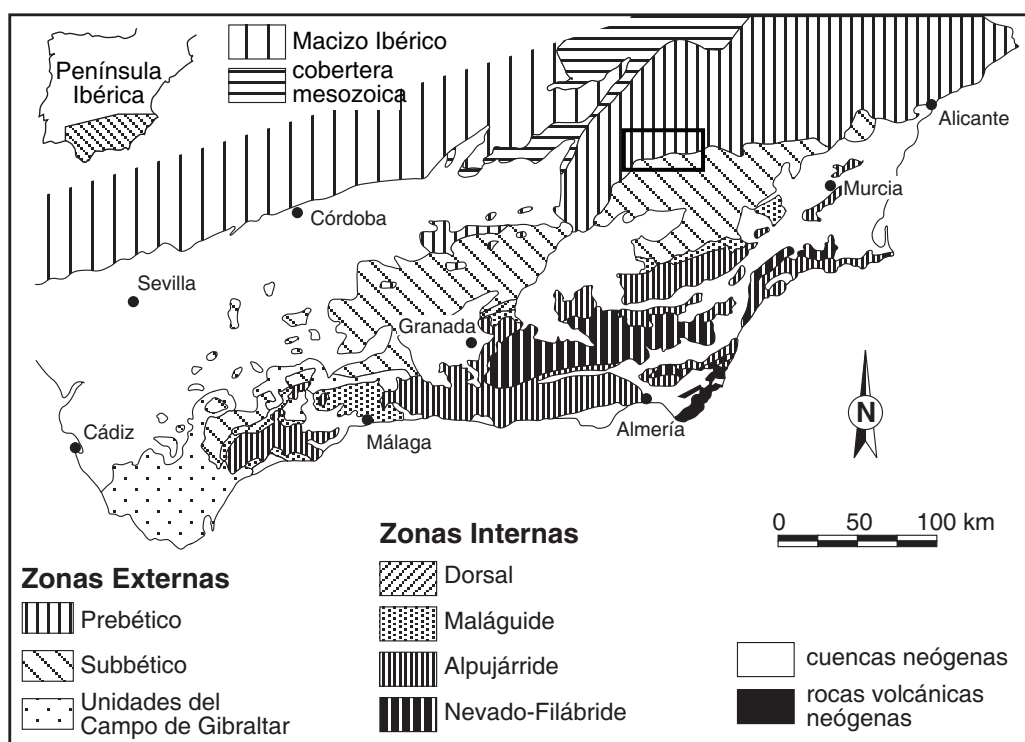
Depósitos marinos de edad Mioceno medio y superior afloran en una extensa región del sector occidental del Dominio Prebético de la Cordillera Bética. Las sucesiones estratigráficas más completas y con mejor calidad de exposición se localizan en una banda cartográfica entre Nerpio (S de Albacete) y Benízar (O de Murcia) (Fig. 1). Este área tiene un gran interés paleogeográfico ya que fue una zona de conexión entre el Atlántico y el Mediterráneo (Estrecho Norbético) que se cierra en este periodo.



**Fig. 1.-** Mapa geológico donde se muestran las cuatro unidades miocenas del Prebético occidental. El cuadrado marca la zona de estudio.

La Cordillera Bética está situada en el extremo occidental de la cadena Alpina peri-mediterránea. El margen sur del Macizo Ibérico constituyó un margen pasivo donde se depositaron materiales que, tras su plegamiento, formaron lo que se conoce como las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

Desde un punto de vista paleogeográfico, las Zonas Externas se pueden dividir en dos grandes dominios, el Dominio Prebético y el Dominio Subbético (García-Hernández et al., 1980) (Fig. 2). El Dominio Prebético corresponde a la zona más proximal del margen Ibérico, mientras que el Subbético es la región marina más alejada de dicho margen. En el Dominio Prebético se depositaron sedimentos continentales y, sobre todo, marinos someros de plataforma desde el Jurásico hasta el Mioceno medio-superior. Durante el Mioceno, el sur del Dominio Prebético constituyó una vía de comunicación marina entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, denominada el Estrecho Norbético, que fue cerrándose conforme se levantaban los relieves béticos. Dicho cierre ha quedado registrado en los depósitos miocenos de esta región.



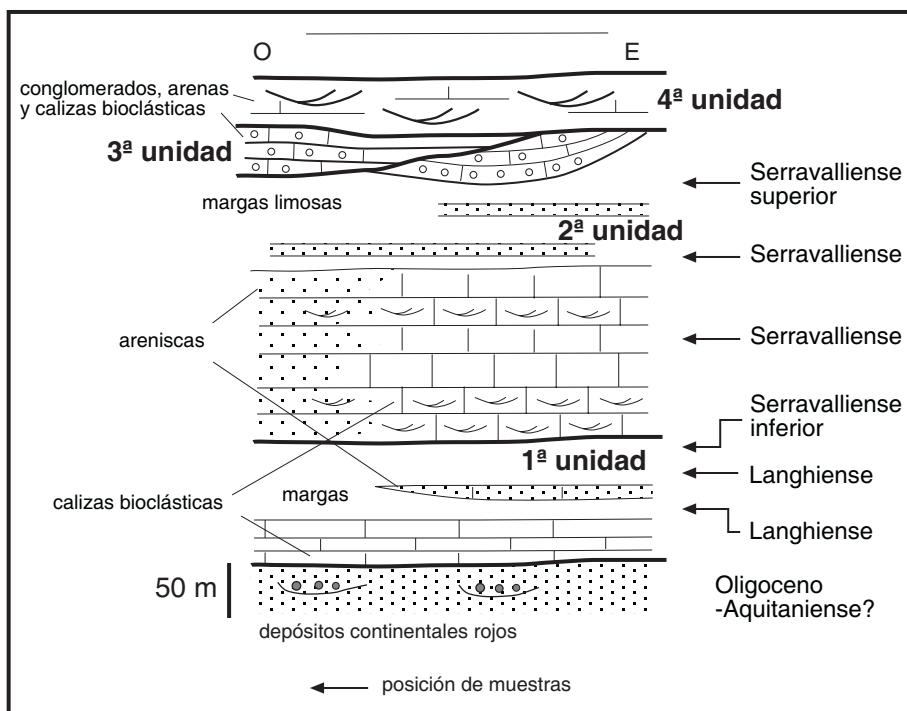
**Fig. 2.-** Mapa geológico de la Cordillera Bética. El área dentro del recuadro marca la zona de la Fig. 1.

## EL MIOCENO PREBÉTICO

### Marco estratigráfico y biocronológico

Los materiales miocenos del sector occidental del Prebético pueden dividirse en cuatro unidades superpuestas y discordantes entre sí (Fig. 3). La primera unidad se dispone discordantemente sobre sedimentos mesozoicos y cenozoicos más antiguos pertenecientes al Dominio Prebético y, a su vez, es cabalgada por materiales mesozoicos subbéticos. En las zonas proximales, esta unidad está constituida por calizas bioclásticas muy ricas en

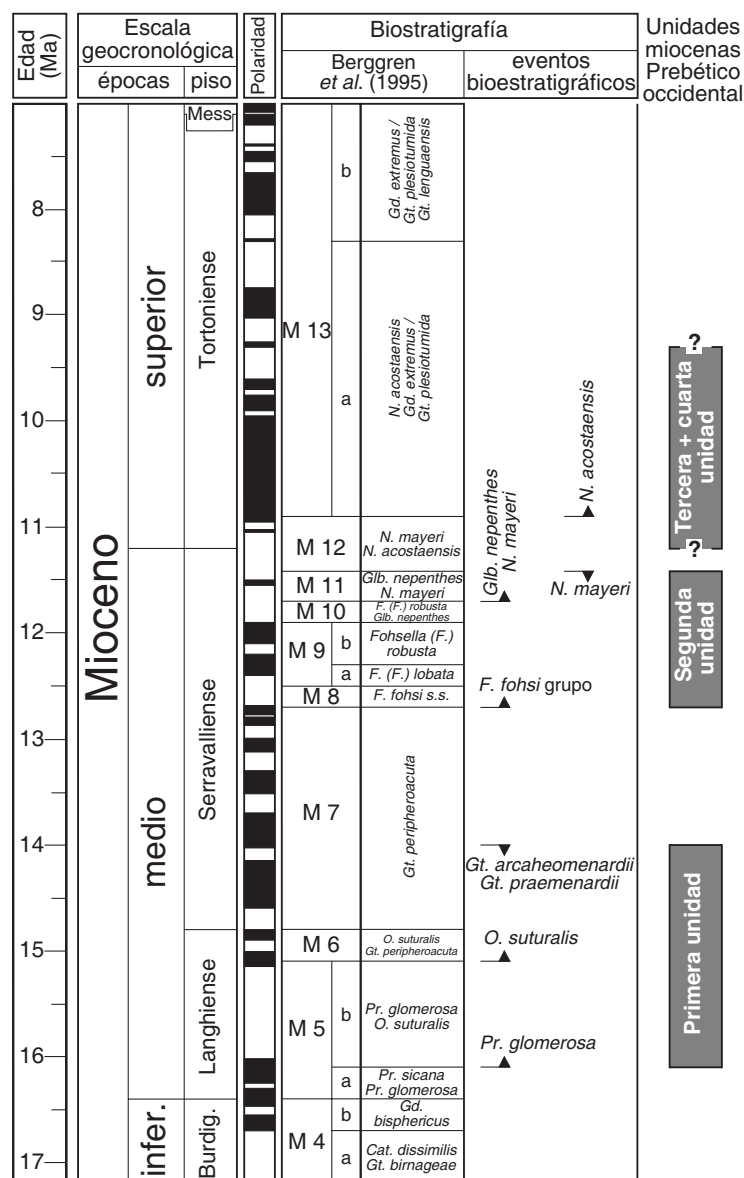
algas coralináceas (fragmentos de ramas y rodolitos), bivalvos (sobre todo pectínidos y, en menor cantidad, ostreidos), briozoos y equinodermos.



**Fig. 3.-** Esquema estratigráfico de las diferentes unidades miocenas del Prebético occidental. En este esquema se indica la posición de las muestras que han aportado datos biocronológicos.

Hacia techo y lateralmente (hacia el S-SE), las calizas pasan a margas blanquecinas que intercalan bancos de conglomerados, arenas y calizas bioclásticas. Las margas contienen abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos. Los bancos de las intercalaciones bioclásticas, que pueden alcanzar hasta 1 m de potencia, muestran bases erosivas y secuencias masivas o con gradación de tamaños de cantos. Estos niveles pueden estar formados por densas concentraciones de fósiles, dominados por rodolitos, pectínidos y equinodermos.

En cuanto al contenido micropaleontológico con valor biocronológico, en la parte inferior de la unidad se encuentran individuos del grupo *Praeorbulina glomerosa* Blow. La primera aparición de esta especie marca la base de la Zona M-5b, Langhiense medio (FAD 16,1 Ma), según la escala de Berggren *et al.* (1995). En el techo de la unidad aparece *Orbulina universa* d'Orbigny, cuya primera aparición marca la base de la Zona M6, Langhiense superior (FAD 15,1 Ma), y formas atribuibles al grupo *Globorotalia praemenardii* Cushman & Stainforth-Gt. *archaeomenardii* Bolli, cuya última aparición se registra hacia la mitad de la Zona M7, Serravalliense inferior (LAD ~14 Ma). Por tanto, el rango máximo de edad para esta unidad sería Langhiense medio-Serravalliense inferior desde 16,1 Ma hasta ~14 Ma (Fig. 4).



**Fig. 4.-** Marco biocronológico de las unidades miocenas estudiadas. Escalas geocronológica, magnetoestratigráfica y biocronológica tomadas de Berggren et al. (1995).

La segunda unidad se dispone discordantemente solapando expansivamente (“*onlap*”) depósitos de la unidad anterior, o materiales más antiguos (Oligoceno a Cretácico). Esta segunda unidad comienza con una potente secuencia de carbonatos (hasta 250 m de espesor) en la que se observan abundantes estructuras sedimentarias de estratificación cruzada en artesa (de hasta 3 m de amplitud) y de estratificación cruzada de tipo “*hummocky*”. En la parte inferior de la unidad hay una intercalación de margas que se acuña hacia el NE. Hacia el SO, toda la secuencia carbonatada cambia lateralmente a arenas y limos.

Hacia arriba los carbonatos pasan gradualmente a margas blanquecinas y éstas, a su vez, a arenas que intercalan cuerpos canaliformes de conglomerados y arenas. Los canales tienen una dirección aproximadamente N-S. Los cantos son fundamentalmente calizas, calizas nodulosas, margas y margocalizas.

Desde un punto de vista biocronológico, las margas intercaladas entre los carbonatos en la parte baja de la unidad contienen foraminíferos planctónicos del grupo *Fohsella fohsi* (Cushman & Ellisor). La aparición de este grupo marca la base de la Zona M-8, Serravalliense medio (FAD 12,7 Ma) (Berggren et al., 1995). En la parte alta de las margas se encuentran *Neogloboquadrina mayeri* (Cushman & Ellisor) y *Globoturborotalita nepenthes* Todd. La primera aparición de ambas especies define la base de la Zona M-11, techo del Serravalliense superior (11,8 Ma) y la última aparición de *N. mayeri* marca el límite superior de esta misma biozona, Serravalliense terminal (11,4 Ma). En consecuencia, la segunda unidad pertenece al Serravalliense superior, con un rango temporal máximo entre 12,7 Ma y 11,4 Ma (Fig. 4).

La tercera unidad, que alcanza hasta 80 m de espesor, tiene una extensión muy limitada. Los afloramientos se encuentran exclusivamente en el Cerro de Bagil y en el Puntal de la Covacha. Está formada por conglomerados de cantos carbonatados gruesos (centimétricos-decimétricos), redondeados y frecuentemente bioperforados, que pasan lateralmente hacia el NO a microconglomerados, arenas y carbonatos bioclásticos. La naturaleza detrítica gruesa de estos materiales impide establecer una edad relativa de esta unidad.

La cuarta unidad se dispone discordantemente sobre las unidades anteriores o sobre materiales más antiguos pertenecientes al Prebético y al Subbético. Tiene una potencia máxima de 100 m y está formada por calizas bioclásticas, arenas, conglomerados y, muy localmente, margas. Esta unidad está muy bien representada en el sector del Prebético estudiado y se prolonga hacia el noreste, hacia las proximidades a Socovos, y hacia el suroeste, hacia Santiago de la Espada (Fig. 1). Lo más significativo de esta unidad es la presencia de estratificaciones cruzadas en artesa de gran escala (centenas de metros de longitud de onda y decenas de metros de amplitud). Las medidas de paleocorrientes indican un sentido predominante hacia el NE en los afloramientos más orientales y un sentido de corriente dominante hacia el SO en el sector occidental.

Desde un punto de vista biocronológico, esta unidad no ha podido ser datada ya que las únicas muestras tomadas presentan una microfauna retrabajada, incluyendo foraminíferos planctónicos de edad Cretácico superior hasta formas de edad Mioceno inferior-medio. No obstante, por su posición estratigráfica (sobre materiales de edad Serravalliense terminal – Zona M11) y criterios regionales, cabría pensar que su edad es Tortoniense inferior (Mioceno superior) (Fig. 4).

### **Interpretación de conjunto y evolución paleogeográfica**

Los carbonatos de la primera unidad se interpretan como depósitos de plataforma formados sobre substrato prebético. Hacia el S y SE, estos carbonatos cambian lateralmente a las margas blanquecinas que se interpretan como sedimentos de cuenca. Por su parte, los bancos que se intercalan entre las margas corresponden a niveles de turbiditas y conglomerados bioclásticos transportados como flujos densos y depositados en zonas profundas. Esta distribución de facies sugiere la existencia de una cuenca que se abría hacia el SSE y con un margen localizado sobre el Prebético en el NNO. Este dispositivo paleogeográfico es coincidente con la distribución de facies en los dominios Prebético (costero-marino somero) y Subbético (pelágico) asociada al margen sur del Macizo Ibérico.

En la zona de estudio, así como en otras localidades, calizas margosas y dolomías del Jurásico y Cretácico del Dominio Subbético cabalgan las margas de cuenca de la unidad inferior. Este dispositivo tectónico indica que esta unidad se formó previamente a una importante etapa de compresión en esta zona.

En esta etapa se produjo una reestructuración paleogeográfica importante que perfila la configuración del Estrecho Norbético. Los carbonatos de la parte inferior de la segunda unidad se depositaron en una plataforma somera afectada por las tormentas, como lo atestigua la abundancia de estratificación cruzada de tipo “*hummocky*”, limitada al sur por los relieves subbéticos. Hacia el ONO estos carbonatos de plataforma cambian a margas de cuenca con depósitos de abanicos profundos. Es decir, se constata la existencia de relieves subbéticos emergidos en el ESE que limitan la cuenca por el sur. En consecuencia, el límite entre la primera unidad y la segunda marca el final de una importante fase de estructuración en mantos de las Zonas Externas de la Cordillera Bética tras la cual se rompe el patrón paleogeográfico proximal-distal desde el Prebético al Subbético establecido desde el Jurásico. Además, esta reestructuración condicionó que se estableciera un amplio pasillo de comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo en esta zona (Estrecho Norbético).

Los canales a techo de la segunda unidad se desarrollaron en el borde de la plataforma. La naturaleza de los cantos que rellenan dichos canales indica que estaban alimentados desde los relieves subbéticos emergidos.

Los conglomerados, microconglomerados y arenas de la tercera unidad se interpretan como depósitos de abanicos deltaicos. Los vertidos terrígenos, procedentes desde el sur, eran posteriormente retrabajados en un medio marino donde se mezclaban los componentes detríticos con restos bioclásticos.

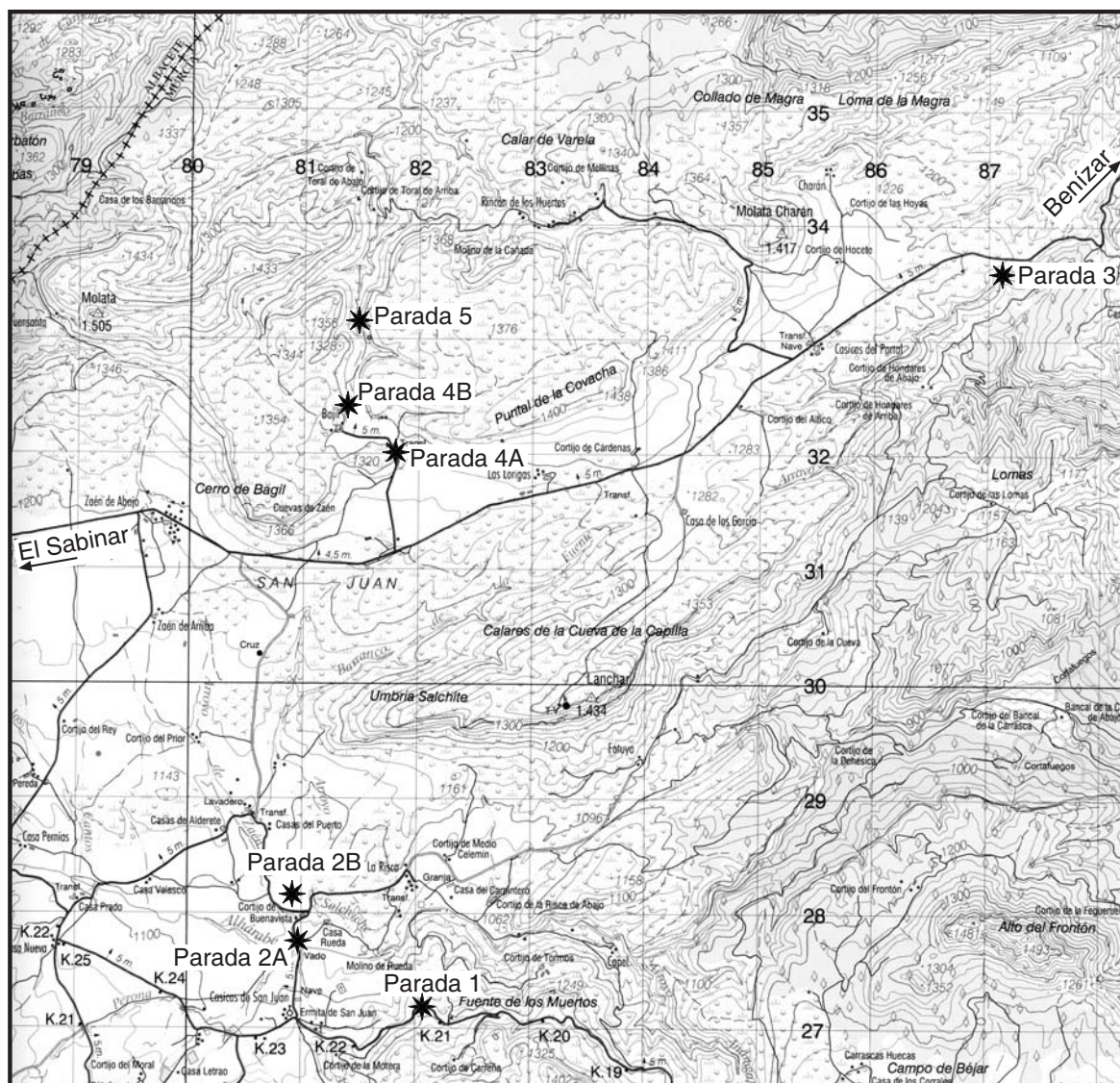
Las estructuras sedimentarias de escala decamétrica a hectométrica características de la cuarta unidad miocena fueron el resultado de un depósito en una zona espacialmente confinada con fuertes corrientes tractivas que actuaban sobre el fondo marino. La distribución espacial de estos sedimentos indica que se depositaron en un estrecho con dirección aproximadamente N60°E, que es la última fase del Estrecho Norbético. Las medidas de paleocorrientes indican una hidrodinámica compleja, con un sentido de paleocorriente dominante hacia el NE en los afloramientos más orientales y una dirección predominante hacia el SO en los afloramientos más occidentales.

Esta última unidad se dispone indistintamente sobre substrato Prebético y Subbético. La edad precisa del cierre del Estrecho Norbético no ha podido ser establecida con precisión, aunque los datos presentados anteriormente sugieren que tuvo lugar durante el Tortoniense inferior (Mioceno superior). A partir de este momento finalizó la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo en esta zona, individualizándose la Cuenca del Guadalquivir como una cuenca Atlántica (**REFS**).

## EXPLICACIÓN DE LAS PARADAS

### **Primera parada: Carretera Moratalla-El Sabinar – Vista panorámica de las unidades miocenas del Prebético Occidental**

La parada 1 está situada en la carretera de Moratalla a El Sabinar (Fig. 5). En esta parada se puede observar una vista panorámica donde se reconocen las diferentes unidades que conforman el conjunto mioceno del Prebético en la región de El Sabinar (O de Murcia) (Fig. 6).

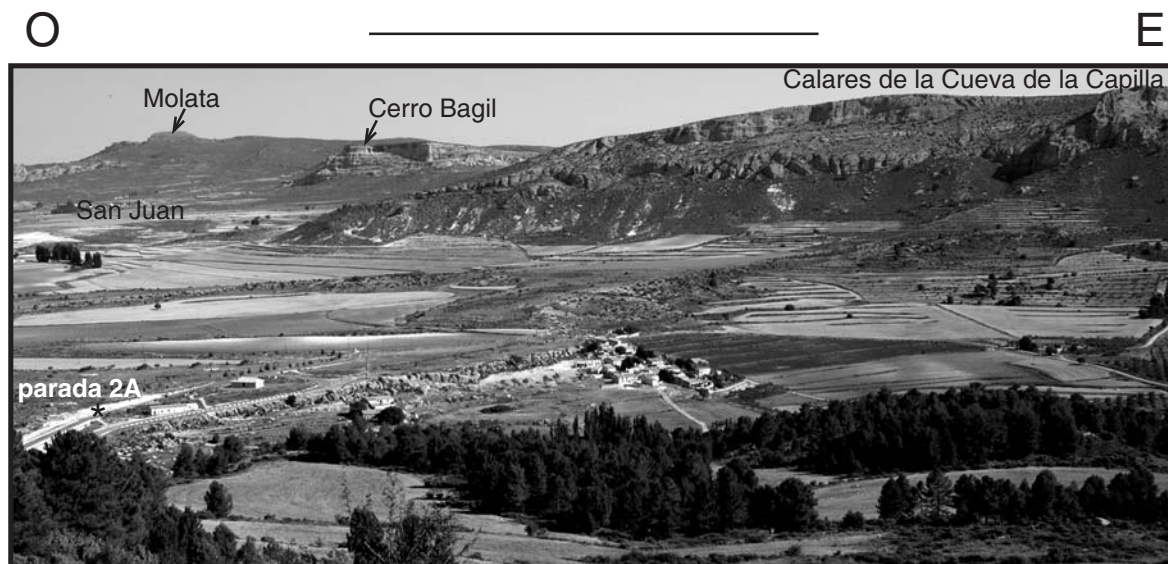


**Fig. 5.-** Mapa topográfico del área de estudio con indicación de las paradas donde se harán observaciones.

Los materiales blanquecinos que dan el relieve suave en el primer término de la panorámica son las margas de cuenca de la unidad inferior. Entre las margas resaltan una serie de bancos endurecidos que corresponden a los depósitos turbidíticos que se intercalan en estas margas. A lo largo del valle hacia la derecha (NE) estos materiales descansan sobre sedimentos detríticos continentales de tonalidad rojiza atribuidos al Oligoceno-Aquitaniense inferior (?). Estos últimos, a su vez, se disponen sobre unas calizas estratificadas de edad Eoceno que reposan sobre materiales cretácicos. Así mismo, en las inmediaciones de esta primera parada, se puede observar cómo las unidades carbonatadas mesozoicas (dolomías jurásicas pertenecientes al Dominio Subbético) cabalgan sobre las margas de la unidad inferior.

Por encima de las margas, y constituyendo el primer relieve importante de la panorámica (Calares de la Cueva de la Capilla) (Fig. 5), se disponen los carbonatos de plataforma de la segunda unidad. Estos carbonatos reposan en discordancia sobre las margas inferiores, los materiales terrígenos del Oligoceno-Aquitaniense inferior (?), las calizas del Eoceno y los materiales del Cretácico sucesivamente, según nos desplazamos

hacia el extremo nororiental de esta alineación, en dirección a Benízar. En el extremo suroeste (Umbría de Salchite, Fig. 5) se observa una intercalación de margas, que se acuñan hacia el NE.



**Fig. 6.-** Vista panorámica de las unidades miocenas del Prebético en el área de estudio. Sobre esta vista panorámica se indica también la localización de la parada 2A.

Hacia arriba, los carbonatos de la segunda unidad pasan a margas de cuenca. Las margas afloran en la vaguada del valle de San Juan, por la que discurre la carretera de El Sabinar a Benízar (Fig. 5).

En segundo término, aparece otro relieve, Cerro de Bagil, que se continúa hacia el NE por el Puntal de la Covacha hasta la Molata de Charán (Fig. 5). En este relieve afloran los materiales de la tercera y cuarta unidades miocenas.

Finalmente, en el pico que se observa en la distancia, Molata (Fig. 5), afloran los depósitos de la última unidad del Mioceno marino de esta zona; la unidad que representa el cierre del Estrecho Norbético. Estos materiales descansan sobre la unidad precedente, sobre los sedimentos terrígenos del Oligoceno-Aquitaniense inferior (?) y sobre calizas recristalizadas masivas de edad Paleoceno inferior (Daniense) pertenecientes al Dominio Prebético.

## 2. Segunda parada: Presa de la Risca – Unidad inferior

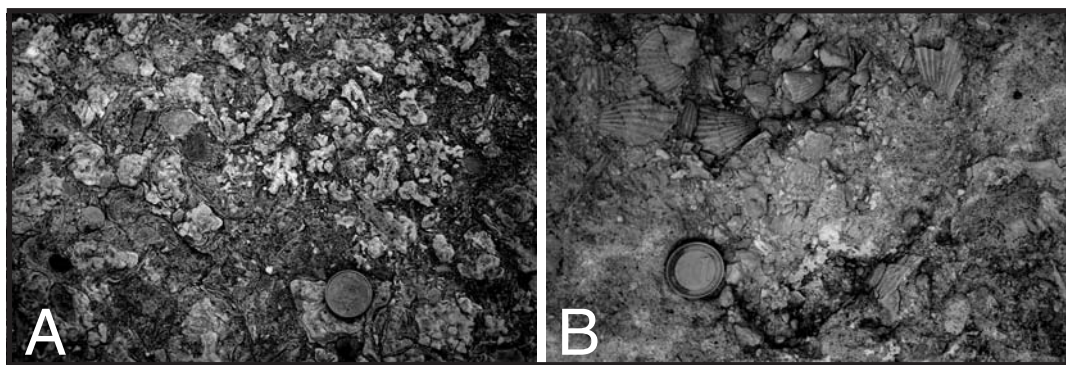
**Parada 2A:** En la Presa de la Risca (Fig. 5), la unidad inferior aparece en ambos márgenes de la carretera que recorre la presa. La sección alcanza unos 2 m de potencia y permite observar las margas de esta unidad y las intercalaciones de niveles de materiales redepositados (Fig. 7). Las margas, expuestas en la base de la sección, intercalan un nivel conglomerático (flujos de derrubios) de base canalizada que alcanza 0.80 m de espesor máximo. El conglomerado está compuesto por cantos carbonatados de varios centímetros de diámetro (hasta 14 cm) y cantos blandos. Presenta gradación inversa, con incremento en el tamaño de los cantos hacia techo. Incluye, además, restos de equinodermos, pectínidos y algas coralináceas, tanto como fragmentos de ramas como rodolitos. Por encima se encuentran niveles tabulares, algunos con bases irregulares, con un espesor que varía entre

7 y 18 cm. Son arenas turbidíticas cementadas con laminación paralela horizontal como estructura sedimentaria más evidente.



**Fig. 7.-** Primera unidad miocena donde se observan los niveles intercalados en las margas de cuenca.

**Parada 2B:** Puntualmente, los niveles intercalados entre las margas están compuestos mayoritariamente por fósiles. Se trata de concentraciones de pectínidos (principalmente *Chlamys* grupo *scabrella* Lamarck), rodolitos, equinodermos (clypeasterídeos) y briozoos (Figs. 8A, 8B). Los rodolitos están formados por el intercrecimiento de algas coralinas con briozoos y foraminíferos bentónicos encostrantes. Las algas muestran crecimientos ramosos que se conservan sin fragmentar. Entre las algas se encuentran *Lithothamnion*, *Mesophyllum*, *Sporolithon* y *Lithoporella*.

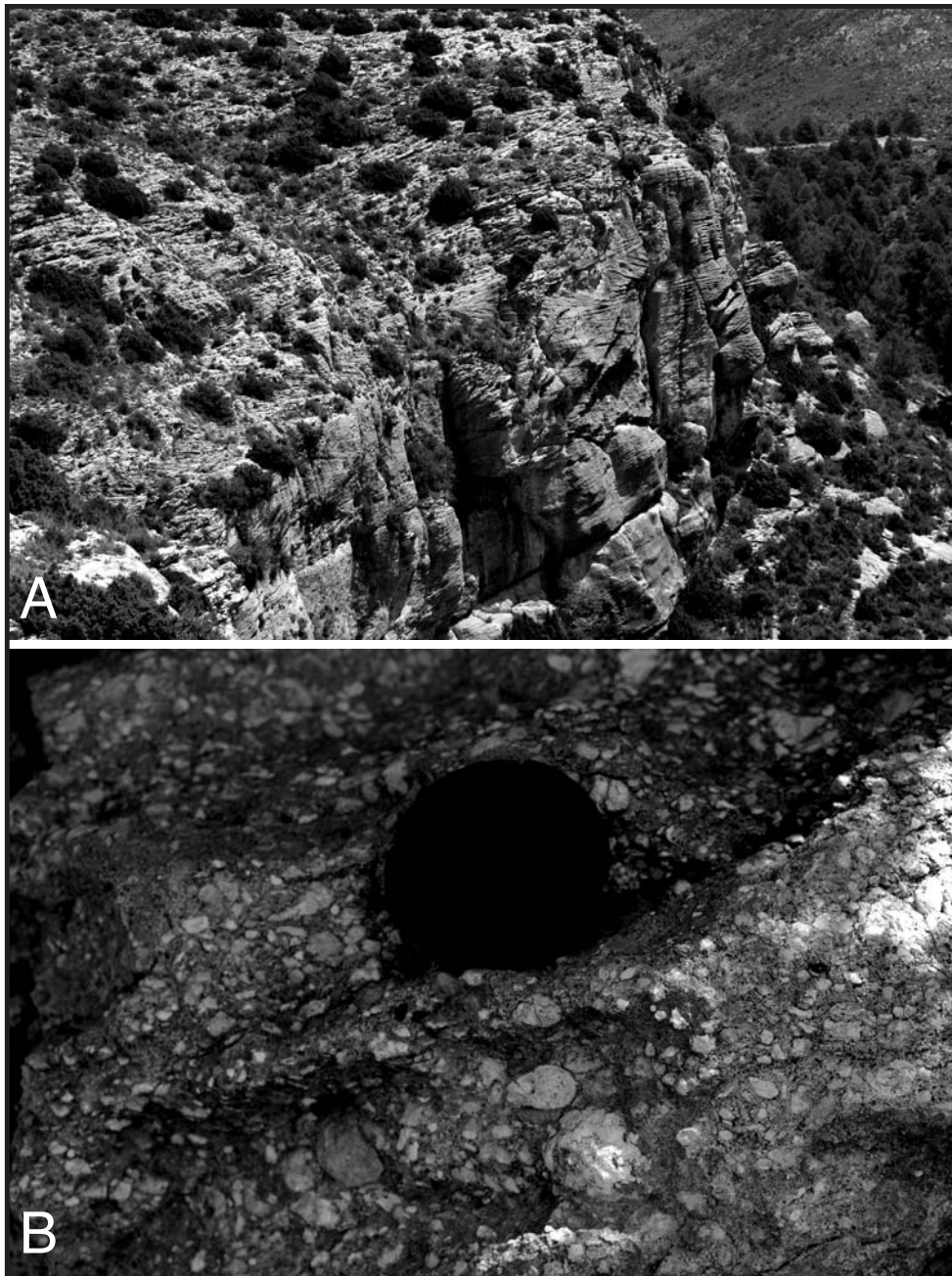


**Fig. 8.-** Detalle de los niveles intercalados entre las margas. A: banco dominado por rodolitos y briozoos; B: banco dominado por pectínidos.

Los pectínidos de estos niveles se encuentran desarticulados pero, preferentemente, con las valvas completas (Fig. 8A). De igual forma, los equinodermos aparecen con un cierto grado de integración del esqueleto y manteniendo detalles ornamentales de las placas. Todo ello hace pensar que los restos de organismos fueron transportados en el seno de flujos de alta densidad (flujo de derrubios), de tal forma que esta asociación de fósiles se desplazó protegida de la fragmentación y el desgaste.

### 3. Tercera parada: Estribaciones NE de Calares de la Cueva de la Capilla – Facies de bajíos y de factoría de la segunda unidad

En esta parada (Fig. 5) se muestran las facies de plataforma carbonatada correspondientes a la segunda unidad. La sección alcanza unos 90 m de potencia, aunque buena parte de la secuencia está expuesta en un cantil vertical. En este tramo vertical de la sección se observan calizas bioclásticas (calcarenitas-calcirruditas), con estratificación cruzada en artesa de pequeña a mediana escala, que corresponden a depósitos de bajíos (“shoals”) (Fig. 9A).

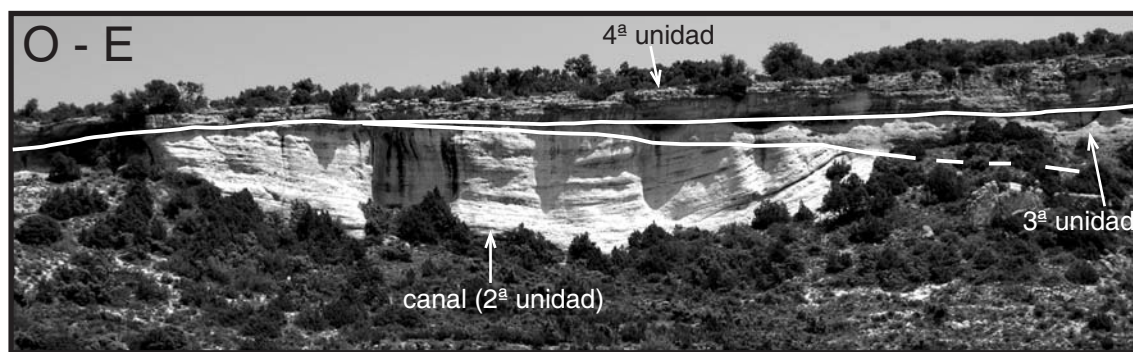


**Fig. 9.-** Facies de bajíos (“shoals”) (A) y de factoría (B) de la segunda unidad.

Por encima, se pasa a una secuencia estratificada formada por capas de calizas con estratificaciones cruzadas en artesa que alternan con capas masivas, sin estructuras sedimentarias, con concentraciones de fósiles dominadas por rodolitos y briozoos (Fig. 9B). Estos materiales se interpretan como facies de factoría (concentraciones fosilíferas) que alternan con facies de bajíos submarinos (calizas con estratificación cruzada en artesa).

#### 4. Cuarta parada: Bajil – Canales a techo de la segunda unidad y conglomerados de la tercera unidad

**Parada 4A:** La carretera de acceso a Bajil (Fig. 5) nos ofrece una magnífica vista de un corte transversal (orientación E-O) de uno de los grandes canales que cortan las margas y arenas en el techo de la segunda unidad, así como las relaciones estratigráficas entre esta unidad y las unidades superiores (Fig. 10). El canal, relleno por cantos carbonatados, tiene una orientación N-S y estaba alimentado desde el sur.

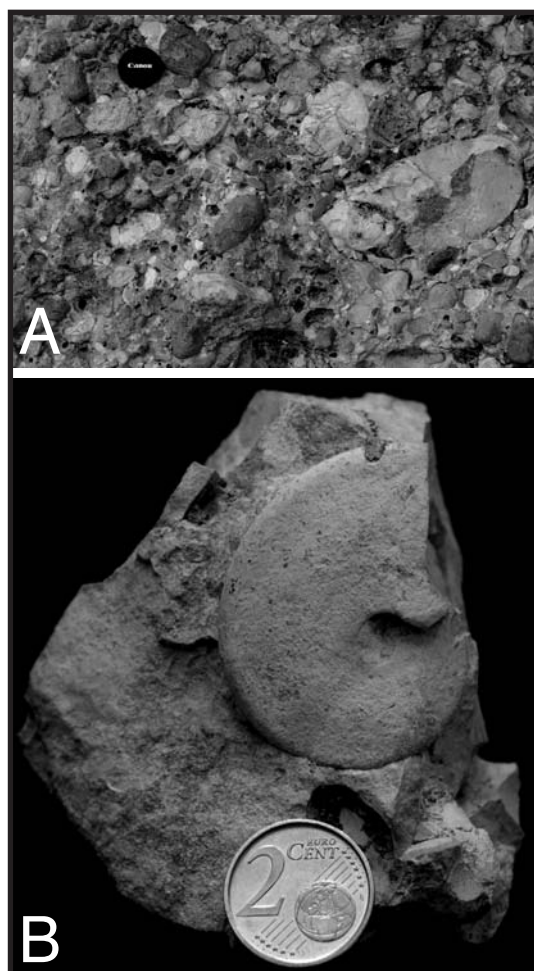


**Fig. 10.-** Panorámica donde se observa un corte transversal de un canal del techo de la segunda unidad y la relación estratigráfica entre las segunda, tercera y cuarta unidades.

El margen derecho del canal está erosionado por un conjunto de materiales de tonalidades anaranjadas-ocres (Fig. 10). Son los conglomerados de abanico deltaico de la tercera unidad que aumentan de espesor y se continúan hacia la derecha de la panorámica (NE), a lo largo del Puntal de la Covacha.

Los materiales que dan el resalte en la parte alta del cantil son los carbonatos de la última unidad miocena, la unidad del cierre del Estrecho Norbético (Fig. 10). Como se puede observar en esta panorámica, esta unidad se dispone discordantemente sobre los conglomerados (que se acunían hacia la izquierda de la panorámica) y sobre los materiales de la segunda unidad.

**Parada 4B:** Una vez pasadas las casas de Bajil (Fig. 5), afloran los conglomerados de la tercera unidad. Son conglomerados heterométricos y heteromícticos (Fig. 11A). Incluyen cantos de calcarenitas, calizas de color beige, calizas nodulosas de facies de *Ammonitico Rosso*, y margocalizas verdosas con ammonites cretácicos (*Barremites strettostoma* (Uhlig)) (Fig. 11B). Muchos de estos cantos presentan bioperforaciones similares a las realizadas por *Lithophaga*, característicos de la icnofacies de *Trypanites*, lo que sugiere que son cantos que han sufrido transporte desde zonas costeras. La composición de los cantos indica que los canales estarían alimentados por materiales subbéticos; es decir, con una procedencia desde el sur.



**Fig. 11.-** A: Detalle de los conglomerados de la tercera unidad. B: Ammonites cretácico incluido en los conglomerados de la tercera unidad.

### 5. Quinta parada: NE del pico Molata – Facies del Estrecho Norbético

Vista panorámica donde se puede contemplar la unidad superior del Mioceno del Prebético en la región de estudio (Fig. 12), que registra las últimas fases de cierre del Estrecho Norbético. En este punto (Fig. 5), esta unidad está formada por carbonatos bioclásticos que reposan sobre carbonatos de plataforma de la primera unidad, sobre los sedimentos terrígenos rojos atribuidos al Oligoceno-Aquitaniense inferior (?) y, lateralmente hacia el NE, sobre calizas masivas blanquecinas del Paleoceno inferior. Los carbonatos presentan megaestratificaciones cruzadas en artesa que indican una bipolaridad en las paleocorrientes. La estructura mayor, de aproximadamente 500 m de longitud y 40 m de altura, indica un sentido de migración hacia el NE, mientras que la estructura de menor envergadura, ~150 m de longitud y unos 20 m de altura, situada en el extremo SO del afloramiento apunta hacia el SO (Fig. 12). La escala de estas megaestructuras sedimentarias refleja la enorme intensidad de los sistemas de corrientes de fondo que se establecieron durante esta etapa del cierre del estrecho.



Fig. 12.- Vista panorámica de la cuarta unidad miocena donde se muestra la megaestratificación cruzada en artesa que la caracteriza.

### Referencias

- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., III & Aubry, M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (Eds. W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry & J. Hardenbol). SEPM Special Publication **54**, 129-212.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. & Vera, J.A., 1980. Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.* 59, 155-168.





## ÍNDICE

|                                                                                                                           |           |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>Excursión A. Eventos en el Mesozoico de Caravaca</b>                                                                   | <b>1</b>  |
| 1. El OAE toarciense en la secuencia de la Fuente de la Vidriera, Zona Subbética, región de Caravaca (Murcia)             | 3         |
| 2. El evento anóxico Faraoni (Hauteriviense superior) en el río Argos (Caravaca, SE de España): posibles causas y efectos | 19        |
| 3. Geobioeventos en el tránsito Cretácico–Paleógeno en la sección del Barranco del Gredero (Caravaca)                     | 35        |
| <b>Excursión B. El Mioceno del Prebético de Murcia</b>                                                                    | <b>51</b> |