

IMPLICACIONES TECTOSEDIMENTARIAS DE LA DISCONTINUIDAD ESTRATIGRÁFICA DEL MAASTRICHTIENSE MEDIO EN ASPE (PREBÉTICO DE ALICANTE)

B. Chacón y J. Martín-Chivelet

Dpto. de Estratigrafía - Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid, (bchacon@eucmax.sim.ucm.es / martinch@eucmax.sim.ucm.es).

Resumen: En el Cretácico terminal de Aspe (Dominio Prebético) se reconoce, por vez primera en facies hemipelágicas, la discontinuidad estratigráfica regional de edad Maastrichtiense medio. Las excepcionales condiciones de afloramiento permiten un análisis sedimentológico y bioestratigráfico detallado de la misma y su interpretación en términos tectosedimentarios. La discontinuidad implica erosión submarina y posterior *onlap*, y representa un cambio abrupto en las condiciones de depósito, ya que separa dos unidades muy diferentes: una *unidad inferior*, constituida por series rítmicas carbonatadas, y una *unidad superior*, de carácter margoso y con evidencias de inestabilidad sinsedimentaria. Asociadas a la discontinuidad se generaron fallas inversas sinsedimentarias y paleorelieves, así como depósitos turbidíticos, *slumps* y olistolitos. La correlación de dicha discontinuidad con otras áreas del Prebético permite enmarcar sus implicaciones tectosedimentarias dentro de la evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas durante el inicio de la convergencia alpina.

Palabras clave: Maastrichtiense, sedimentación hemipelágica, globotruncánidos, Estratigrafía de eventos, Béticas, España, Orogenia Alpina.

Abstract: A major sedimentary unconformity, middle Maastrichtian in age, has been recognized in the uppermost Cretaceous, hemipelagic deposits outcropping near Aspe (SE Spain, Prebetic Domain). The exceptional outcropping conditions allow detailed sedimentological and biostratigraphical analyses of the unconformity and its tectosedimentary interpretation. This unconformity implies submarine erosion and a later *onlap*, and represents an important change in the sedimentary conditions. The unconformity separates two completely different units: the *lower unit* (the uppermost part being latest Campanian-early Maastrichtian in age) is built by rhythmic hemipelagic carbonate sequences deposited in a calm open marine environment; the *upper unit* (late Maastrichtian in age) is basically formed by marls and marly limestones with evidences of synsedimentary instability during the sedimentation. The unconformity is interpreted as the result of a tectonic compressive event pointed by the development of synsedimentary reverse faults (and related paleorelieves), turbiditic layers, slumps and olistholiths. Correlation of this unconformity with other Prebetic areas allows to integrate its tectosedimentary implications within the geodynamic evolution of the Betic Ranges, during the beginning of the Alpine convergence.

Key words: Maastrichtian, Hemipelagic Sedimentation, Globotruncanids, Event Stratigraphy, Betics, Spain, Alpine Orogeny.

Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2001): Implicaciones tectosedimentarias de la discontinuidad estratigráfica del Maastrichtiense medio en Aspe (Prebético de Alicante). *Rev. Soc. Geol. España*, 14(1-2): 123-133.

El Cretácico terminal constituye un intervalo de notable interés en las Zonas Externas de la Cordillera Bética, y no sólo por la existencia de excelentes secciones del límite Cretácico – Terciario, como las bien conocidas de Caravaca y de Agost, sino también porque permite analizar una etapa clave en la evolución de la antigua Margen Bética e integrar esa evolución en el marco geodinámico de la Orogenia Alpina en el Mediterráneo occidental. En este sentido se enmarca el presente trabajo, centrado en el

Maastrichtiense del área de Aspe (Alicante), donde se describen, por primera vez en el dominio pelágico - hemipelágico de la cuenca, las consecuencias del episodio tectónico que tiene lugar en el Maastrichtiense *medio*. Este episodio, hasta este momento, había sido solo descrito en las zonas más someras de la antigua margen continental (Martín-Chivelet 1992, 1995), donde indujo cambios drásticos en la configuración paleogeográfica y la geometría de las plataformas carbonatadas someras.

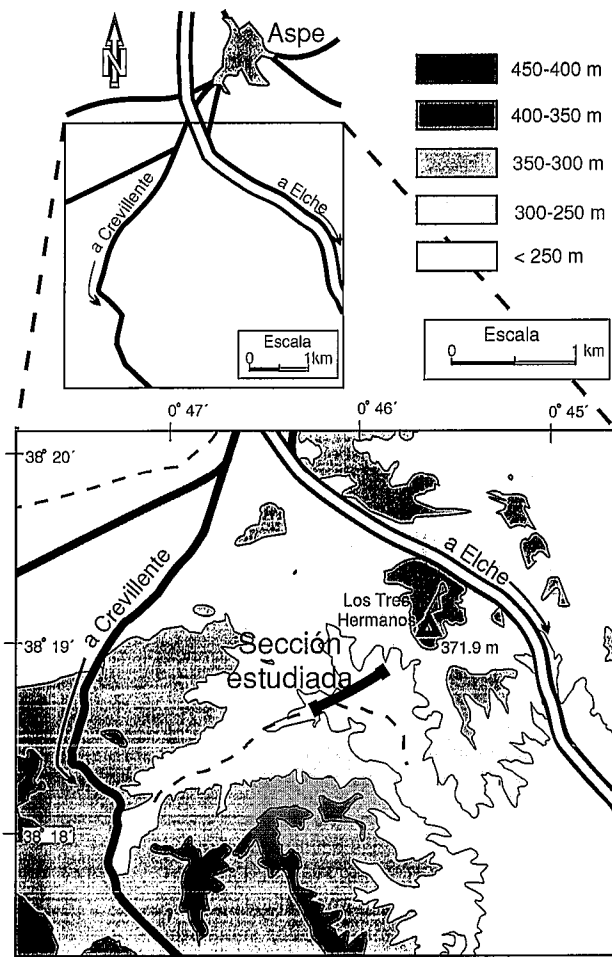


Figura 1.- Mapa de localización de la sección estudiada en las cercanías de Aspe (Alicante).

Marco geológico

La sección de Aspe (Fig. 1), de la que nos ocuparemos en este trabajo, queda englobada en el "Prebético de Alicante" (Azèma, 1966). Se sitúa en la parte más suroriental del Prebético, ligeramente al SO de la falla del Vinalopó y a escasos kilómetros al NE del cabalgamiento subbético. Estudios estratigráficos previos sobre este corte pueden encontrarse en Colom (1954), von Hillebrandt (1974) y Azèma (1975).

Desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico, los materiales del Cretácico terminal (Campaniense y Maastrichtiense) de esta parte del Prebético están formados por series de calizas y margas de carácter hemipelágico a pelágico (p.ej., Rodríguez Estrella, 1977; Vera *et al.*, 1982). Estas facies marinas profundas guardan notable parecido con los sedimentos que caracterizan el Dominio Subbético y difieren de las de zonas más septentrionales del Prebético, donde dominan los carbonatos de medios costeros y de plataforma interna. En esos dominios más someros del Prebético, los materiales del Maastrichtiense superior descansan sobre una discontinuidad estratigráfica de carácter regional, que representa un hiato de edad variable y que se ha interpretado como generada por un pulso tectóni-

co que modificó de forma radical la distribución geográfica de los medios sedimentarios, la subsidencia regional y la naturaleza de los sedimentos (que sufrieron un incremento en la proporción de siliciclastos).

Las unidades litológicas descritas en este trabajo pueden incluirse en unidades litoestratigráficas previamente definidas para la zona, si bien estas atribuciones deben realizarse con precaución, ya que dichas unidades tienen grandes magnitudes tanto temporales como de espesor, y engloban conjuntos litológicos diferentes (aunque siempre relativamente homogéneos, como corresponde a los medios hemipelágicos en que se depositan). Este es el caso de las Formaciones Capas Rojas y Quipar-Jorquera definidas por Vera *et al.* (1982), unidades equivalentes en edad y espesores, que se diferencian esencialmente por el color dominante de sus facies (Vera y Molina, 1999). En conjunto, engloban los materiales hemipelágicos generados en la Margen Bética y tienen edades que van desde el Cenomaniense hasta el Eoceno inferior.

La sección de Aspe: estratigrafía y evolución sedimentaria

Se trata de un afloramiento excepcional que aporta nuevos datos sobre la génesis de la discontinuidad del Maastrichtiense *medio* en la Margen Bética. Esta discontinuidad se desarrolló sobre materiales esencialmente carbonatados del Campaniense - Maastrichtiense inferior y sobre ella se depositaron los materiales fundamentalmente margosos del Maastrichtiense superior (Fig. 2). Describiremos a continuación brevemente las características sedimentológicas de estas unidades litológicas y, posteriormente, las de la discontinuidad que las separa.

Unidad inferior (Campaniense - Maastrichtiense inferior)

Tiene una potencia mínima de 55 metros (no aflora su base) y está formada por calizas, margocalizas y margas de tonos rosados, rojos o blancos, que presentan un aspecto finamente tableado muy característico. Los sedimentos corresponden a biomicritas *wackestone* y *packstone* muy finas, poco bioturbadas, de naturaleza hemipelágica y marcado carácter rítmico. En detalle, la unidad está formada por el apilamiento de ritmos (alternancias de caliza y marga) de espesor decimétrico (0,1-0,5 m) que se enmarcan dentro de la frecuencia de los ciclos de Milankovitch y que podrían tener un origen climático. Estos ritmos además presentan patrones de apilamiento que permiten definir varias secuencias de mayor duración (en torno a un millón de años).

Se han distinguido dos facies en esta unidad que corresponden a los términos extremos dentro de las series rítmicas. La primera de ellas en los niveles más carbonáticos, constituidos por calizas y margocalizas, con abundantes foraminíferos planctónicos y escasos bentónicos, ostrácodos, algunas calciesferas y restos de inocerámidos, equinodermos y otros bivalvos, con bioturbación, con un contenido en terrígenos de bajo a muy bajo (siempre inferior al 1%), fosfatos y ocasionalmente glauconita (Fig.

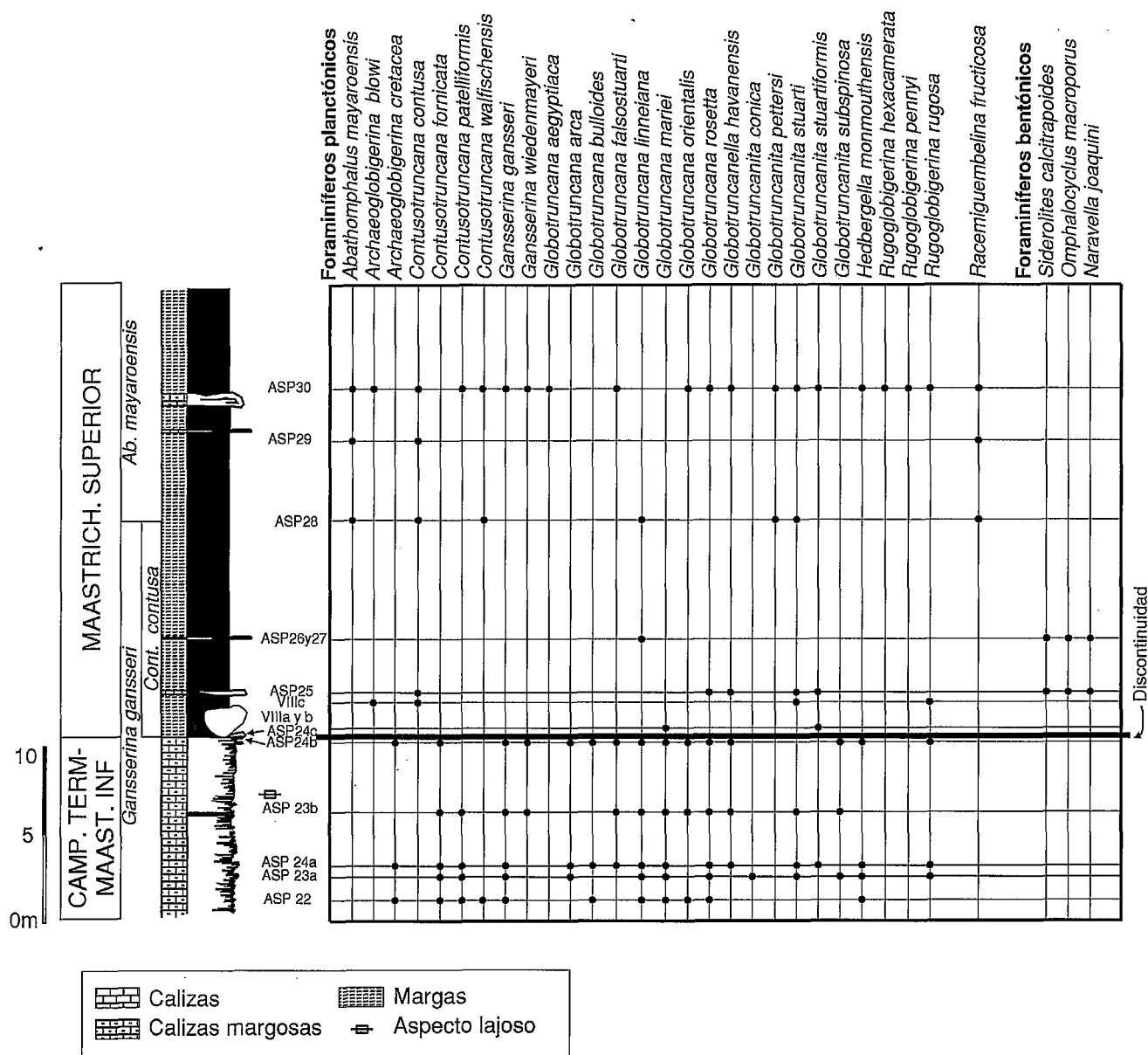


Figura 2.- Columna sintética del Cretácico terminal de Aspe, mostrando la distribución bioestratigráfica de los foraminíferos planctónicos y bentónicos.

3A). La segunda está formada por margas (de tonos rojizos a gris-verdosos) ricas también en foraminíferos planctónicos y con pocos bentónicos. Entre los escasos foraminíferos bentónicos representados destacan algunos ejemplares que se han incluido en el género *Lenticulina* y que no ofrecen una información bioestratigráfica ni paleoambiental precisa. El ambiente de formación de los materiales de esta unidad correspondería, atendiendo a la asociación fósil, a un medio marino hemipelágico. Los abundantes globotruncánidos presentes en estas microfacies permiten asignar el techo de la unidad a la biozona de *Gansserina gansseri* (Fig. 2).

Unidad superior (Maastrichtiense superior)

La unidad suprayacente mide 50 m, y constituye un tramo muy margoso que no da resalte topográfico alguno y que presenta un característico color verdoso. Las margas

presentan intercalaciones decimétricas de calizas y margocalizas de grano muy fino y tonos claros, que presentan *slumps* y fuertes dislocaciones sinsedimentarias que le otorgan un aspecto muy caótico, sin que pueda reconocerse una ritmicidad bien definida. Tanto las margas como las calizas tienen glauconita en proporciones variables y son ricas en foraminíferos planctónicos y bentónicos, calciesferas, equinodermos y prismas de inocerámidos. Los foraminíferos bentónicos identificados, *Bolivinoidea decoratus* (JONES, 1886), *B. draco draco* (MARSSON, 1878), *Cibicides velascoensis* (CUSHMAN, 1925), *Coryphostoma incrassata* (REUS, 1851), *C. midwayensis* (CUSHMAN, 1936), *Globorotalites conicus* (CARSEY, 1926), *Nuttallinella florealis* (WHITE, 1928), *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI, 1896) y *Stensioina pommerana* (B, 1940), indican que el depósito de la unidad tuvo lugar en un ambiente marino batial, de al menos 200 metros de profundidad (van Morkhoven *et al.*, 1986). Los foraminíferos planctó-

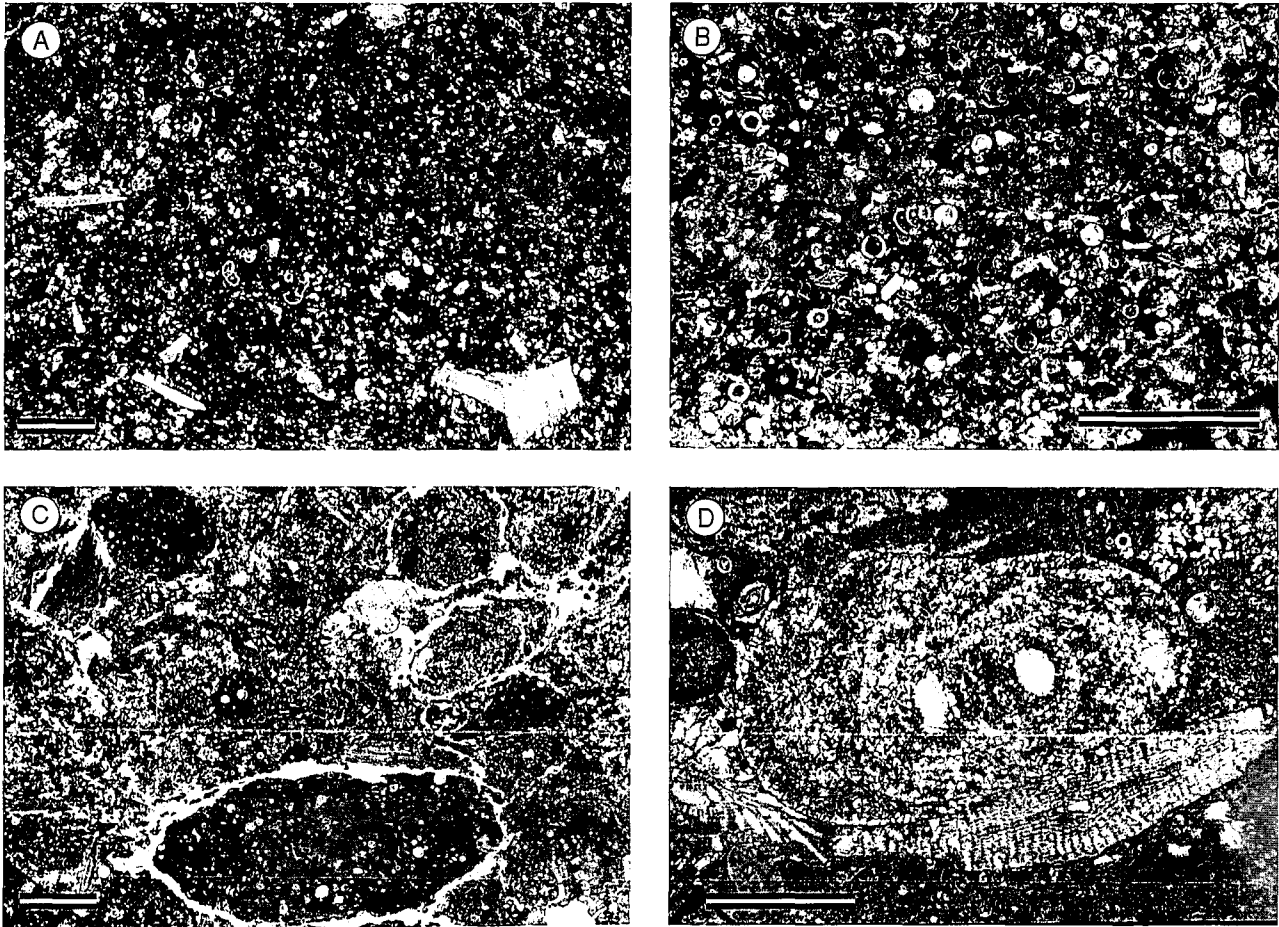


Figura 3.- A) Microfacies correspondiente a la *unidad inferior* con abundantes secciones de foraminíferos planctónicos carenados y prismas de inocerámidos. B) Microfacies correspondiente al nivel turbidítico depositado sobre la discontinuidad. Presenta abundantes secciones de foraminíferos planctónicos de cámaras globosas y de calciesferas. C) Microfacies característica de las calizas litoclásticas y bioclásticas de carácter turbidítico de la *unidad superior*. En ellas son frecuentes los bioclastos procedentes de la plataforma. D) Detalle de la facies anterior, con algunos de los macroforaminíferos bentónicos: *Navarella joaquiní* (foraminífero aglutinado en el centro de la imagen), *Siderolites calcitrapoides* (en la esquina inferior izquierda) y *Lepidorbitoides* sp. (bajo *N. joaquiní*). Escala 1 mm.

nicos obtenidos permiten situar la unidad en el Maastrichtiense superior (parte alta de la biozona de *G. gansseri* para los primeros metros y biozona de *Abathomphalus mayaroensis* para el resto de la unidad, Fig. 2).

Además, de forma puntual, dentro de esta unidad predominantemente margosa, se encuentran niveles decimétricos bastante continuos y competentes que se interpretan como depósitos turbidíticos. Están formados por calizas litoclásticas y bioclásticas de grano muy grueso a medio, pueden presentar granoselección positiva y laminación paralela de alta energía, y en ellas son frecuentes los bioclastos procedentes de la plataforma somera (con fragmentos de moluscos, orbitoídeos, otros foraminíferos bentónicos de gran tamaño, etc.) (Fig. 3C y 3D). Tienen bases muy netas, con frecuentes estructuras de impacto y *flute casts*.

La discontinuidad del Maastrichtiense medio

Para el estudio de la discontinuidad del Maastrichtiense medio en la sección de Aspe se han levantado ocho co-

lumnas estratigráficas parciales de gran detalle, con un espesor medio de 9 - 10 m, y espaciadas entre 6 y 20 m, siguiendo la dirección del afloramiento (SE a NO). Estas columnas recogen la parte superior de la unidad infrayacente y la parte inferior de la suprayacente (Fig. 4). Así mismo se ha hecho un seguimiento lateral del afloramiento, analizando con detalle los cambios de facies que se producen y se han realizado paneles fotográficos con el fin de estudiar la arquitectura estratigráfica y la estructuración tectónica del afloramiento (Fig. 4).

La discontinuidad que se analiza conlleva asociadas características notables, todas ellas estrechamente vinculadas:

-Cambio en las condiciones de sedimentación: Supone un cambio drástico en las condiciones de depósito, pasando de la sedimentación rítmica hemipelágica esencialmente carbonática de la *unidad inferior* a otra fundamentalmente margosa con abundantes niveles turbidíticos y *slumps* bajo unas condiciones mucho más inestables. Estas condiciones son dominantes en la *unidad superior*.

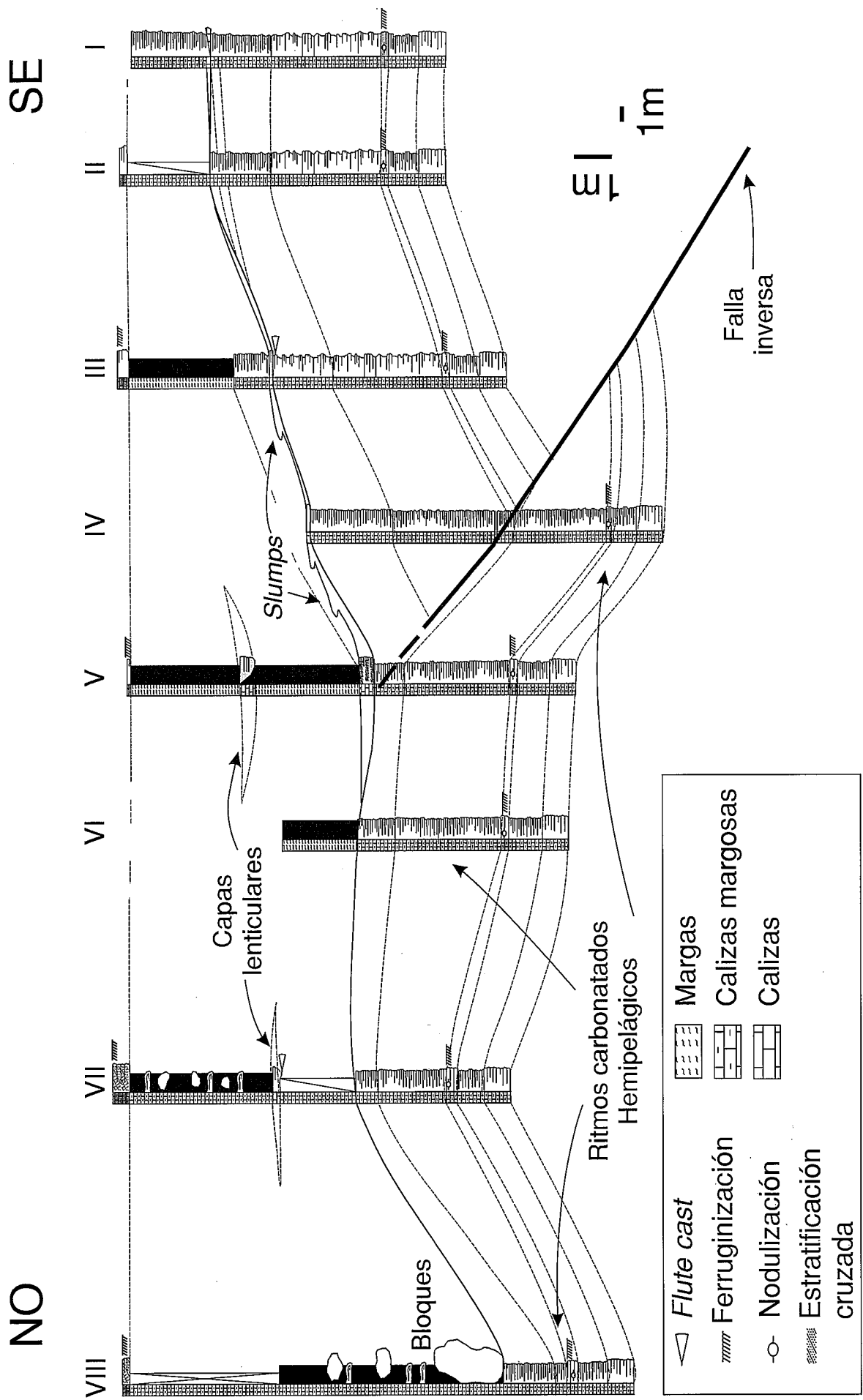


Figura 4.- Panel mostrando la distribución de elementos asociados a la discontinuidad Maastrichtiense medio en Aspe. Se basa en la correlación de ocho columnas estratigráficas de detalle y en el seguimiento lateral de niveles guía sobre el afloramiento.

-Fracturación inversa: La *unidad inferior* está afectada por fallas inversas, relativamente tendidas (10-25°), y con salto decimétrico a métrico. La actividad de esas fallas es coetánea con el final del depósito de la *unidad inferior* y está directamente relacionada con la génesis de la discontinuidad. Quedan fosilizadas por los materiales de la *unidad superior*.

-Truncamiento y onlap: La discontinuidad lleva asociada, en algunos puntos, truncamiento de niveles de la *unidad inferior* y solapamiento (*onlap*) de los niveles de la *unidad superior* (Fig. 4, correlación entre columnas I, II y III).

-Depósitos turbidíticos y *slumps*: Tapizando la discontinuidad y fosilizando la falla, se encuentra un nivel decimétrico de calizas algo arenosas *packstone* ricas en foraminíferos planctónicos y calciesferas (Fig. 3B), con laminaciones horizontales de niveles de grano más grueso y que presentan *flute casts* en la base. Se interpreta como el sedimento de un flujo turbidítico. Este nivel está, además, deformado por deslizamiento (estructura de tipo *slump*) debido a la inestabilidad creada por el levantamiento del *hanging-wall* de la fractura.

-Olistolitos: Directamente sobre la discontinuidad y en los primeros metros de la *unidad superior* se apoyan olistolitos de dimensiones decimétricas a métricas (que llegan a superar 3 m de diámetro, Fig. 5). Se trata de bloques subredondeados, internamente masivos, de color beige oscuro, de composición caliza y textura *packstone* - *wackestone* con abundantes calciesferas y foraminíferos planctónicos, así como restos fragmentados de bivalvos y equínidos. Se interpretan como bloques deslizados hacia zonas deprimidas a favor de las pendientes generadas. De acuerdo con el contenido paleontológico, la edad de estos materiales es Maastrichtiense no terminal (Fig. 2) sin poder, con los datos disponibles, precisar más su edad.

Tanto el nivel turbidítico basal como los olistolitos presentan microfacies similares (algo más micríticas en los olistolitos, algo más terrígenas en el nivel turbidítico) y en ellas contrasta la abundancia de foraminíferos con cámaras globosas (aunque también están presentes en menor cantidad formas con quillas), además de abundantes calciesferas, frente a lo habitual en los materiales de la *unidad inferior* y *superior*, donde son dominantes los foraminíferos carenados y los prismas alargados de inocerámidos. Ambas microfacies son ricas en calciesferas y en foraminíferos planctónicos globosos, aunque también presentan en menor cantidad formas con quillas. La morfología de los caparazones de los foraminíferos planctónicos ha servido de base a distintos autores para inferir la paleoprofundidad en la que habitaban por analogía con los foraminíferos planctónicos actuales (Sliter, 1972; Caron, 1983; Caron y Homewood, 1983). Estos autores defienden una relación entre la presencia y ausencia de quillas y la posición en la vertical en la columna de agua de los foraminíferos planctónicos, en la que las formas sin quillas serían oportunistas y euritópicas y ocuparían las aguas más superficiales, mientras que las formas carenadas,

menos tolerantes, habitarían niveles más profundos de las aguas superficiales. Por otra parte, trabajos basados en el estudio de los isótopos estables presentes en el caparazón de dichos foraminíferos, como los de Douglas y Savin (1978) y Boersma y Shackleton (1981), aunque ofrecen resultados algo diferentes, a grandes rasgos siguen manteniendo el modelo de distribución morfotípico anterior. Sin embargo, el estudio isotópico de Huber *et al.* (1995) refleja una mayor complejidad en la distribución por profundidades, de manera que las diferentes morfologías ocupan amplios rangos de hábitats en las aguas superficiales dependiendo de su ontogenia, estación del año e intervalo estratigráfico considerado. La diferente composición fosilífera de estas microfacies, respecto a las de la *unidad inferior* y *superior*, podría estar relacionada con la entrada de materiales más someros, si seguimos los criterios de Sliter (1972) y Caron (1983). Esta hipótesis no es descartable si tenemos en cuenta que tanto el flujo turbidítico como los olistolitos se han generado como respuesta a un evento tectónico que ha provocado inestabilidades en la plataforma y el talud. Sin embargo, esta diferencia en las faunas podría estar asociada a factores hidrodinámicos relacionados con el transporte diferencial de unos y otros tipos de caparazones por las corrientes.

Edad de los materiales

Mediante el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos presentes en las muestras se ha podido realizar una biozonación (Fig. 2) apoyada en la propuesta por Robaszynski y Caron para la Europa mediterránea en 1995, y teniendo en cuenta los trabajos de Premoli Silva y Sliter (1995), sobre la bioestratigrafía del centro de Italia, y Robaszynski *et al.* (2000), en la región de Kalaat Senan (Túnez), y el cuadro biocronoestratigráfico para el Cretácico de Hardenbol *et al.* (1998).

De este modo, en los niveles superiores de la *unidad inferior*, se ha identificado una asociación rica en foraminíferos planctónicos formada por: *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY, 1940), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931), *C. patelliformis* (GANDOLFI, 1955), *C. walfischensis* (TODD, 1970), *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951), *G. wiedenmayeri* (GANDOLFI, 1955), *Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926), *G. bulloides* (VOGLER, 1941), *G. falsostuarti* (SIGAL, 1952), *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1839), *G. mariei* (BANNER Y BLOW, 1960), *G. orientalis* (EL NAGGAR, 1966), *G. rosetta* (CARSEY, 1926), *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK, 1937), *Globotruncanella conica* (WHITE, 1928), *G. stuarti* (DE LAPPARENT, 1918), *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *G. subspinosa* (PESSAGNO, 1960), *Hedbergella monmouthensis* (OLSSON, 1960), *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER, 1926), *Globigerinelloides* sp., *Heterohelix* sp. y *Pseudotextularia* sp. Los globotruncánidos presentes permiten asignar estos niveles a la biozona de *Gansserina gansseri* de acuerdo con Robaszynski y Caron (1995). Dicha biozona, conforme a estos últimos autores, es una zona de intervalo que que-

da definida entre la primera presencia de la especie índice, en la parte alta del cron de polaridad normal 32 N2 (según Premoli Silva y Sliter, 1995) de edad Campaniense superior alto, y la primera presencia de *Abathomphalus mayaroensis*, en la base del cron 31N (también de acuerdo con Premoli Silva y Sliter, 1995) de edad Maastrichtiense superior. Para precisar un poco más la edad de estos materiales podemos añadir que, según el trabajo de Robaszynski *et al.* (2000), la presencia de *Contusotruncana walfischensis* indicaría que nos encontramos al menos en la parte superior de la biozona de *G. gansseri*, sin llegar a entrar en la parte más alta de la misma, caracterizada por la primera aparición de *Contusotruncana contusa*. De este modo, la edad de la parte más alta de la *unidad inferior* sería Maastrichtiense inferior.

En cuanto a los olistolitos que se encuentran sobre la discontinuidad, incluidos en los primeros metros de la *unidad superior*, la asociación fósil identificada es la siguiente: *Archaeoglobigerina blowi* (PESSAGNO, 1967), *Contusotruncana fornicata*, *Gansserina wiedenmayeri*, *Globotruncana aegyptiaca* (NAKKADY, 1950), *G. arca*, *G. bulloides*, *G. falsostuarti*, *G. linneiana*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncanita stuarti*, *G. stuartiformis*, *Hedbergella monmouthensis*, *Rugoglobigerina hexacamerata* (BRÖNNIMANN, 1952), *R. pennyi* (BRÖNNIMANN, 1952), *R. rugosa*, *Globigerinelloides* sp. y *Heterohelix* sp. A pesar de que la asociación de foraminíferos planctónicos que se ha obtenido no permite incluir los materiales de los bloques en una biozona determinada, atendiendo a los rangos de las especies presentes, la edad de estos materiales sería Maastrichtiense no terminal, de acuerdo con las biozonaciones de Premoli Silva y Sliter (1995) y Robaszynski y Caron (1995).

En las margas y margocalizas de los primeros metros de la *unidad superior* (que engloban los olistolitos calizos) se ha reconocido una asociación de foraminíferos planctónicos caracterizada por la presencia de *Archaeoglobigerina blowi*, *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926), *Globotruncana rosetta*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncanita stuarti*, *G. stuartiformis*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Globigerinelloides* sp. y *Heterohelix* sp. Premoli Silva y Sliter (1995) definen la biozona de *Contusotruncana contusa/Racemiguembelina fructicosa*, situada entre las biozonas de *G. gansseri* y *Abathomphalus mayaroensis* y correspondiente a la primera parte del Maastrichtiense superior, a partir de la primera presencia de *Contusotruncana contusa* y/o *Racemiguembelina fructicosa*. Robaszynski y Caron no mantienen en su cuadro bioestratigráfico de 1995 esta biozona propuesta por Premoli Silva y Sliter pero, de acuerdo con el esquema de biozonación que muestran, la primera presencia de *C. contusa*, que tiene lugar en la parte más alta de la zona de *G. gansseri*, indicaría igualmente una edad Maastrichtiense superior.

El resto de la *unidad superior* está formado por niveles esencialmente margosos, con algunos tramos calizomargosos afectados por *slumps* y pequeñas intercalaciones decimétricas de calizas bioclásticas - litoclás-

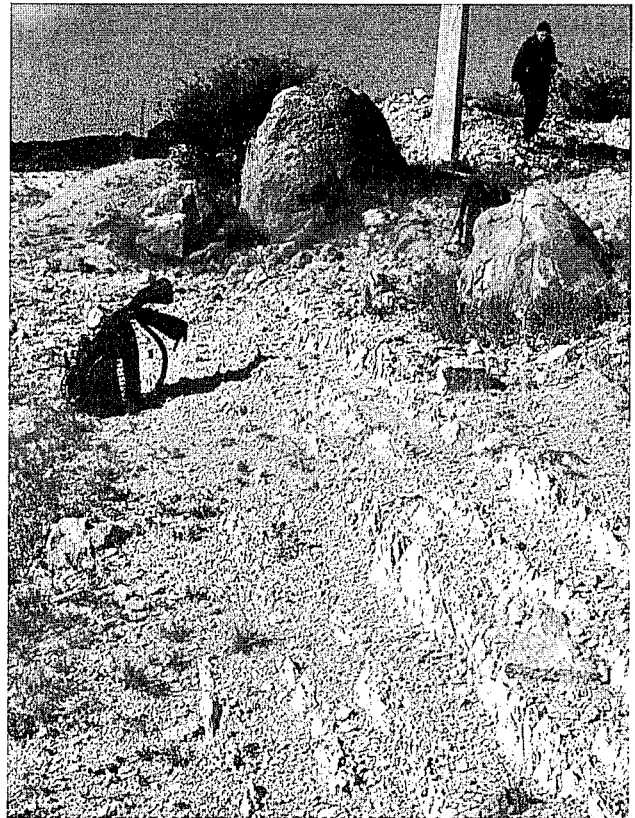


Figura 5.- Aspecto en campo de los olistolitos. Se observa cómo éstos se disponen sobre los materiales margocalizos claros del techo de la *unidad inferior*.

ticas *grainstone-packstone* de naturaleza turbidítica. En las margas y calizas margosas se ha identificado la siguiente asociación: *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951), *Archaeoglobigerina blowi*, *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926), *C. patelliformis*, *C. walfischensis*, *Gansserina gansseri*, *G. wiedenmayeri*, *Globotruncana aegyptiaca*, *G. linneiana*, *G. falsostuarti*, *G. orientalis*, *G. rosetta*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncanita pettersi* (GANDOLFI, 1955), *G. stuarti*, *G. stuartiformis*, *Hedbergella monmouthensis*, *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER, 1899), *Rugoglobigerina hexacamerata*, *R. pennyi*, *R. rugosa*, *Globigerinelloides* sp. y *Heterohelix* sp. Estos foraminíferos planctónicos permiten caracterizar la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* según Robaszynski y Caron (1995) de edad Maastrichtiense superior alto.

Además, es conveniente señalar que en los niveles turbidíticos de esos tramos de la *unidad superior* se reconoce una mezcla de fósiles de diferentes ambientes y batimetrías. Son particularmente abundantes los fósiles de ambientes muy someros, incluso de la plataforma interna. Entre ellos se han reconocido numerosos fragmentos de bivalvos, equinodermos y algas rojas, briozoos y abundantes foraminíferos bentónicos pertenecientes a las siguientes especies: *Navarella joaquini* (CIRY Y RAT), *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Siderolites calcitrapoides* (LAMARCK), *Lepidorbitoides* sp. y *Orbitoides* sp., asociación típica del Maastrich-

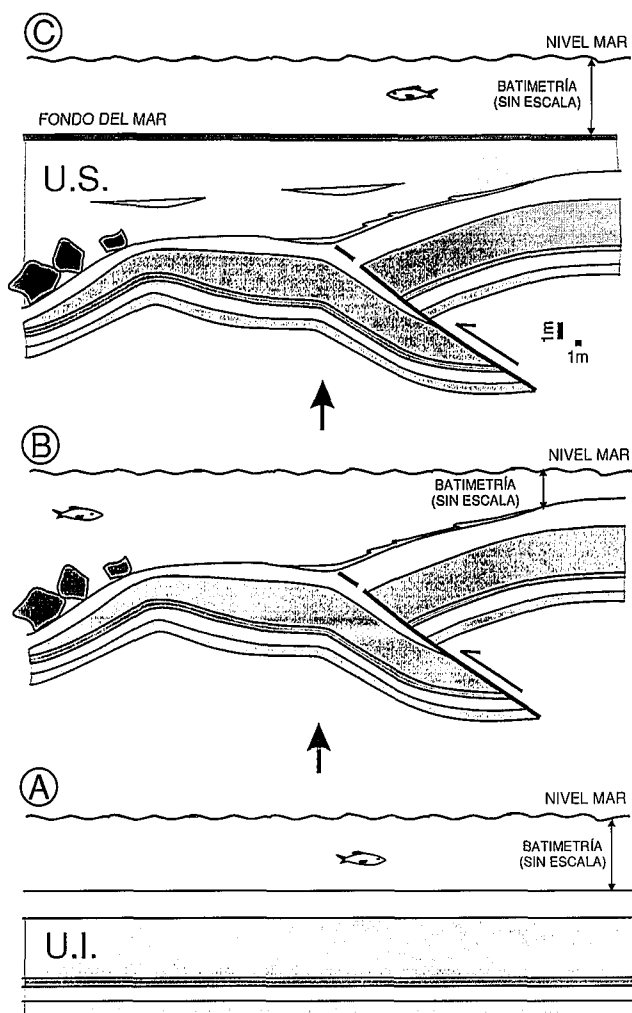


Figura 6.- Interpretación del desarrollo de la discontinuidad del Maastrichtiense medio. 1) En el primer episodio se muestra el ambiente de sedimentación de la *unidad inferior*, previo al evento que dio lugar a la discontinuidad. 2) En un segundo episodio, la *unidad inferior* estuvo afectada por una actividad tectónica compresiva que provocó pequeños relieves que condicionaron los depósitos posteriores. Sobre la discontinuidad, y a favor de las pendientes generadas, se depositaron niveles turbidíticos con *slumps* y grandes olistolitos calizos. 3) Finalmente, en el tercer episodio se han representado las condiciones de depósito de la *unidad superior*, en un ambiente más inestable que el del primer episodio. U.I.: *unidad inferior*, U. S.: *unidad superior*.

tiense superior (p. ej., Pons *et al.*, 1994; Martín-Chivelet *et al.*, 1995; Hardenbol *et al.* 1998).

Interpretación genética

La interpretación de la discontinuidad se resume en las reconstrucciones de la Fig. 6. Ésta refleja tres episodios consecutivos de su desarrollo.

El primer episodio (Fig. 6A) representa las condiciones sedimentarias previas al evento que produjo la discontinuidad. Éstas dieron lugar al depósito de la *unidad inferior*, en un medio tranquilo y relativamente profundo, con desarrollo de series rítmicas carbonatadas hemipelágicas todas ellas con abundante fauna planctónica.

Posteriormente, en el segundo episodio (Fig. 6B), los materiales de la *unidad inferior* se vieron afectados

por una actividad tectónica compresiva. Este proceso indujo la formación de fallas inversas y pequeños relieves asociados y, de manera puntual, acarrió el truncamiento de los niveles más altos de la *unidad inferior* debido a procesos erosivos. Los materiales depositados a continuación se apoyaron en *onlap* sobre esta superficie. El paleorelieve que originó la actividad tectónica condicionó la sedimentación de los primeros aportes que llegaron. Así, tapizando la discontinuidad, se encuentra un nivel de calizas ligeramente arenosas, con laminaciones horizontales y *flute casts* en la base, que se interpreta como un flujo turbidítico, y que presenta estructuras de tipo *slump* debido a la inestabilidad creada en la pendiente del bloque levantado. Por otro lado, a favor de dichas pendientes, se deslizaron hacia las zonas más deprimidas grandes olistolitos calizos que quedaron apoyados sobre la discontinuidad y englobados en los materiales de los primeros metros de la *unidad superior*.

Por último, el tercer episodio (Fig. 6C) representa la sedimentación de la *unidad superior*. Ésta se produjo dentro de un contexto mucho más inestable que el que reinaba durante la sedimentación de la *unidad inferior*. Los tramos inferiores de la *unidad superior* se apoyaron en *onlap* sobre el nivel de turbiditas que recubría la discontinuidad. La sedimentación fue entonces esencialmente margosa, aspecto que denota un incremento notable en la proporción de material siliciclástico en suspensión en el agua. Además de las margas se depositaron niveles algo más carbonatados en los que se reconocen estructuras de deformación sinsedimentaria (*slumps*). De manera puntual e intercalados entre las margocalizas, tuvo lugar la sedimentación de los pequeños niveles de calizas lito y bioclásticas interpretados como flujos turbidíticos, que constituyen una evidencia más de la inestabilidad reinante.

Correlación regional

La importancia de este trabajo radica en el reconocimiento, caracterización estratigráfica e interpretación genética de la discontinuidad regional de edad Maastrichtiense medio en los dominios profundos de la Margen Bética. Dicha discontinuidad fue reconocida en los ámbitos paleogeográficos someros del Prebético, que han sido el objetivo de trabajos previos (p.ej., Fourcade, 1970; Martín-Chivelet, 1992, 1995; Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet, 1994; Martín-Chivelet *et al.*, 1995; Chacón y Martín-Chivelet, 1999). Aunque la laguna que representa puede ser muy variable, en todos los puntos estudiados sobre la discontinuidad descansan los materiales del Maastrichtiense superior, que se caracterizan, independientemente del sistema deposicional en el cual se generen, por un incremento sustancial de los sedimentos siliciclásticos.

En las zonas más someras de la margen, al norte de la localidad murciana de Yecla, Martín-Chivelet (1992, 1995) describe la discontinuidad en las Sierras de los Gavilanes y del Cuchillo, donde separa las facies car-

bonáticas de ambientes marinos bastante restringidos del Campaniense - Maastrichtiense inferior (Fm. Rambla de los Gavilanes), caracterizadas por la presencia de *Murciella cuvillieri* (FOURCADE), de los sedimentos margosos, ricos en ostrácodos y carófitas, depositados en lagos costeros poco profundos durante el Maastrichtiense superior (Fm. Cerrillares).

En zonas algo más abiertas, y ocupando una franja de unos 30 - 50 kilómetros de ancho que sigue las directrices paleogeográficas ENE-OSO típicas del Prebético, el Maastrichtiense superior está representado por facies de plataforma somera mixta, en ocasiones de carácter arrecifal (Fm. Molar). En ellas dominan las calcarenitas bioclásticas y arenosas en proporciones variables, con grandes foraminíferos bentónicos (que incluyen especies muy características como *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Hellenocyclina beotica* (REICHEL) y *Siderolites calcitrapoides* (LAMARCK) y rudistas relativamente abundantes (Martín-Chivelet, 1992, 1995; Pons *et al.*, 1994). Estos materiales descansan sobre rocas de diferentes edades, siendo las más recientes las de edad Campaniense superior - Maastrichtiense inferior (Martín-Chivelet, 1995).

En la zona más distal de esa franja de plataforma somera, las facies de la Fm. Molar registran un tránsito hacia condiciones de plataforma externa, más abierta y más profunda, y que presenta biofacies con abundantes *Lepidorbitoides* y rotálidos (p.ej., Azema *et al.*, 1979; Martín-Chivelet, 1992).

Fuera ya de esa franja somera, dentro de las condiciones más externas de la plataforma y el tránsito hacia una sedimentación hemipelágica, encontramos la discontinuidad del Maastrichtiense *medio* separando las facies fundamentalmente calizas de la Fm. Carche (Campaniense - Maastrichtiense inferior) de las facies fuertemente margosas de la Fm. Raspay (Maastrichtiense superior). La primera unidad aflora extensamente en Sierra del Carche, Sierra de Salinas y Sierra Mariola y consiste en calizas margosas ricas en foraminíferos bentónicos y planctónicos (estos permiten caracterizar la biozona de *Gansserina gansseri* en su parte más alta, Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet, 1994); así como en equinoideos, inocerámidos y ammonites (Gallemí *et al.*, 1995; Chacón y Martín-Chivelet, 1999). La segunda, que aflora de forma espectacular en la Sierra del Carche, está formada esencialmente por margas de tonos verdes con abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos. Una revisión minuciosa de estos últimos, enmarcada dentro de la tesis de uno de los autores (B. Chacón), permite incluir el conjunto de la unidad en la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*.

En cuanto a la correlación de los conjuntos litológicos que encontramos en Aspe con otras unidades definidas para el Prebético y dominios adyacentes, la unidad carbonatada inferior es correlacionable con la Formación Carche, definida por Martín-Chivelet (1992) en el Altiplano de Jumilla - Yecla. Esta unidad es equivalente en edad y presenta notables analogías con la que hemos descrito en este trabajo, aunque los ambientes

de depósito que se deducen de sus facies en esas áreas del Prebético son siempre más someros.

Del mismo modo la *unidad superior* de Aspe es correlacionable con la Formación Raspay, descrita en la región de Jumilla-Yecla por Martín-Chivelet (1992). Esta unidad tiene una edad similar y está formada por margas y margocalizas de tonos verdosos que, sin embargo, no presentan las evidencias de inestabilidad sinsedimentaria que caracterizan las facies de la zona de Aspe.

La discontinuidad estratigráfica del Maastrichtiense *medio* tiene, por tanto, una entidad al menos regional, siendo reconocible en todos los puntos analizados del Prebético. Debe interpretarse, de acuerdo a las características descritas en Aspe, como el registro de un evento tectónico compresivo de gran envergadura que afecta a toda la cuenca. Dicho evento se integraría en los estadios iniciales de la convergencia Alpina en la Margen Bética.

De acuerdo con diferentes autores, esta cuenca experimenta, a lo largo del Cretácico Superior y el Paleoceno, una evolución desde una margen pasiva a una de tipo convergente (p.ej., Vegas y Banda, 1982; Ziegler, 1988, Vera, 1988; Kenter *et al.*, 1990; Martín-Chivelet, 1996; Martín-Chivelet *et al.*, 1997) que finalmente conducirá, en el Eoceno y Mioceno a la estructuración del cinturón orogénico. Son escasos, sin embargo, los datos que permiten analizar este tránsito con detalle. Martín-Chivelet (1996), centrándose en el área prebética de Jumilla - Yecla, interpreta los cambios en la subsidencia regional (descenso generalizado en las zonas someras de la cuenca, movimiento de bloques) y en la configuración paleogeográfica (estrechamiento de la plataforma continental, movimiento diferencial de bloques) como evidencias de ese tránsito. Esos cambios no son paulatinos sino que ocurrieron en episodios rápidos que afectan a la totalidad de la cuenca y es en ese marco en el que se sitúa el evento tectónico del Maastrichtiense *medio* que se caracteriza en este trabajo.

Conclusiones

Los materiales hemipelágicos de la zona de Aspe, pertenecientes al área paleogeográfica más profunda del Prebético, registran el episodio tectónico que tuvo lugar en el Maastrichtiense *medio*. Este episodio, que se ha datado mediante globotruncánidos, había sido reconocido previamente en las zonas más someras de la cuenca, pero nunca en los dominios profundos. Queda reflejado en una discontinuidad estratigráfica que en el área estudiada, permite interpretar dicho episodio tectónico regional como un evento compresivo, de escasa duración, que provoca fallas inversas e induce procesos de erosión submarina e inestabilidad (*slumps*, olistolitos). Después de este evento, las condiciones previas de sedimentación (sedimentación rítmica hemipelágica fundamentalmente carbonática) no se recuperan y los depósitos del Maastrichtiense superior que descansan sobre la discontinuidad evidencian una intensa inestabilidad sinsedimentaria y una importante llegada de material siliciclástico en suspensión. Este evento tectó-

nico regional de naturaleza compresiva se enmarca dentro del inicio de la convergencia alpina en las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer la colaboración de los Dres. Kai-Uwe Gräfe y Robert Speijer en la supervisión de las determinaciones de los foraminíferos planctónicos y bentónicos, respectivamente, durante una estancia de B. Chacón en la Universidad de Bremen (Alemania). Este agradecimiento se extiende así mismo a los Dres. Xabier Orue-Etxebarria (Universidad del País Vasco) y Elena Luperto-Sinni (Universidad de Bari) por la ayuda prestada en distintos aspectos paleontológicos. El trabajo ha mejorado notablemente gracias a las indicaciones y sugerencias del Dr. Pedro A. Rufz-Ortiz, así como de otro revisor anónimo, a los que también queremos expresar nuestro agradecimiento. Gilberto Herrero preparó las láminas delgadas, Beatriz Moral realizó los levigados y José Luis González positivó y preparó las láminas fotográficas. Este trabajo es una contribución al Proyecto PB97-0330 de la Dirección General de Enseñanza Superior. B. Chacón disfruta de una beca F.P.I. del Ministerio de Educación y Cultura.

Referencias

- Azéma, J. (1966): Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, (VIII): 80-86.
- Azéma, J. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. II - Le Prébétique et le Subbétique de Cieza a Alicante. En: *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España*, Enadimsa Ed. 219-231.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., Lopez-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): *Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Universidad de Granada.
- Boersma, A. y Shackleton, N.J. (1981): Oxygen and carbon isotope variations and planktonic foraminiferal depth habitats. Late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, DSDP Sites 463 and 465, Leg.65. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 62: 513-562.
- Caron, M. (1983): La spéciation chez les Foraminifères planctiques: une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*, 10: 671-676.
- Caron, M. y Homewood, P. (1983): Evolution of early planktonic foraminifers. *Marine Micropaleontology*, 7: 453-462.
- Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (1999): El Cretácico terminal y Paleoceno de la Sierra del Carche (dominio prebético. Jumilla). Caracterización estratigráfica y sedimentológica. *Geogaceta*, 26: 11-14.
- Colom, G. (1954): Estudio de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 66: 1-279.
- Douglas, R.G. y Savin, S.M. (1978): Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 3: 175-196.
- Fourcade, E. (1970): *Le Jurassique et le Crétacé aus confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. Tesis doctoral, Univ. de París, 427 p.
- Gallemlí, J.; López, G.; Martínez, R.; Muñoz, J. & Pons, J. M. (1995): Distribution of some Campanian and Maastrichtian macrofaunas in southeast Spain. *Cretaceous Research*, 16: 257-271.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C. y Vail, P. (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European basins. En: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins* (De Graciansky, P.C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. y Vail, P.R., Eds.) S.E.P.M., Special Publication, 60. Chart num. 5.
- Huber, B.T., Hodell, D.A. y Hamilton, C.P. (1995): Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 1164-1191.
- Kenter, J.A.M., Reyner, J.J.G., van der Straaten, H.C. Peper, T. (1990): Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza-Region (Southeastern Spain). *Sedimentary Geology*, 67: 263-280.
- Martín-Chivelet, J. (1992): *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla - Yecla, Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 899p.
- Martín-Chivelet, J. (1994): Litoestratigrafía del Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla (Zona Prebética). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 117-173.
- Martín-Chivelet, J. (1995): Sequence stratigraphy of mixed carbonate - siliciclastic platforms developed in a tectonically active setting, upper Cretaceous, Betic continental margin (Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 65: 235-254.
- Martín-Chivelet, J. (1996): Late Cretaceous subsidence history of the Betic Continental Margin (Jumilla-Yecla Region, SE Spain). *Tectonophysics*, 265: 191-211.
- Martín-Chivelet, J., Ramírez del Pozo, J., Tronchetti, G. y Babinot, J.F. (1995): Palaeoenvironments and evolution of the upper Maastrichtian platform in the Betic continental margin, SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 169-186.
- Martín-Chivelet, J., Giménez, R. y Luperto-Sinni, E. (1997): La discontinuidad del Campaniense basal en el Prebético ¿Inicio de la convergencia alpina en la Margen Bética?. *Geogaceta*, 22: 121-124.
- Pons, J. M., Gallemlí, J., Höfling, R. y Moussarian, E. (1994): Los Hippurites del Barranc del Racó, microfácies y fauna asociada (Maastrichtiense superior, sur de la Provincia de Valencia). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 273-307.
- Premoli Silva, I. y Slitter, W. V. (1995): Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacioni section, Gubbio, Italy. *Palaeontographica Italica*, 82: 1-89.
- Ramírez del Pozo, J. y Martín-Chivelet, J. (1994): Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Coniaciense - Maastrichtiense en el sector Prebético de Jumilla - Yecla (Murcia). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 83-116.
- Robaszynski, F. y Caron, M. (1995): Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166: 681-692.
- Robaszynski, F., González Donoso, J. M., Linares, D., Amédro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhont, A. V. y Gartner, S. (2000): Le crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-Biostratigraphy intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bulletin du Centre de Recherches, Elf Exploration Production*, 22, n° 2: 359-490.

- Rodríguez Estrella, T. (1977): Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. 1: Estratigrafía. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 88: 183-214.
- Sliter, W.V. (1972): Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology-eastern Pacific margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 12: 15-31.
- van Morkhoven, F. P. C. M.; Berggren, W. A. y Edwards, A. S. (1986): Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. Oertli, H. J.(Ed) *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine*. Mem. nº 11.
- Vegas, R. y Banda, R. (1982): Tectonic framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 2: 320-343.
- 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.
- Vera, J. A., García-Hernández, M., López Garrido, A. C., Comas, M. J., Ruíz-Ortiz, P. A. y Martín-Algarra, A. (1982): La Cordillera Bética. En: *El Cretácico de España*. Madrid. Universidad Complutense: 515-631.
- Vera, J. A. y Molina, J. M. (1999): La Formación Capas Rojas: caracterización y génesis. *Estudios Geológicos*, 55: 45-66.
- von Hillebrandt, A. (1974): Bioestratigrafía del Paleógeno en el Sureste de España (Provincias de Murcia y Alicante). *Cuadernos de Geología*, 5: 135-153.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *A.A.P.G. Memoir*, 43, Tulsa, 198 pp.

Manuscrito recibido el 29 de noviembre de 2000
Aceptado el manuscrito revisado el 3 de abril de 2001