

Arrecifes del Tortonense inferior en la Cuenca de Granada, Cordillera Bética, España

Pascual Rivas, Juan C. Braga e Isabel M. Sánchez-Almazo

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada. Campus Fuentenueva, 18002, Granada

Recibido el 30 de Octubre de 1998. Aceptado el manuscrito revisado el 22 de Enero de 1999.

Resumen: Junto a Albuñuelas, en la Cuenca de Granada, aflora una unidad sedimentaria de edad Tortonense inferior, que se depositó en una zona litoral al sur de una isla de sustrato bético y en la que se desarrolló un pequeño arrecife de coral asociado a bancos de ostras. El arrecife está compuesto por *Tarbellastraea* y *Porites*, asentados sobre ostras y conglomerados e intensamente perforados por litófagos. En áreas más distales se formaron bancos de *Ostrea edulis*, que crecieron sobre limos. Las asociaciones de fósiles que se encuentran en la unidad indican un elevado contenido de nutrientes en el medio sedimentario. Los corales hermatípicos registran la existencia de una fase cálida en el Tortonense inferior en el Mediterráneo occidental.

Palabras clave: Arrecifes, corales, ostreidos, Mioceno, Cordillera Bética, España.

Abstract: A small coral reef, together with oyster biostromes, of lower Tortonian age occurs north of Albuñuelas in the Granada Basin (Betic Cordillera, Spain). These reefs were deposited south of a Betic island in a coastal area. The lensoid coral reef is made up of *Tarbellastraea* and *Porites* heads, intensely bored by *Lithophaga*. The corals grew on a bank of large oysters that colonised conglomerates. Banks of smaller oysters (*O. edulis*) grew on silts in more distal areas. Fossil assemblages indicate high ambient nutrient content. The hermatypic corals record a warm climatic phase in the early Tortonian in the western Mediterranean.

Key words: Coral reefs, oysters, Miocene, Betic Cordillera, Spain.

La existencia de arrecifes de coral en el intervalo Serravalliense/Tortonense inferior, en la Cuenca de Granada, fue mencionada por Braga *et al.* (1990) y Braga *et al.* (1996). Estas referencias son usadas por Esteban *et al.* (1996) y Brachert *et al.* (1996) para apoyar que durante el Neógeno superior en el sureste de la Península Ibérica hay una alternancia de periodos cálidos, en los que crecieron arrecifes de coral, y periodos más fríos, en los que sólo se depositaron carbonatos templados en las plataformas someras de las cuencas marinas. No obstante, ni estos arrecifes ni su contexto sedimentario han sido estudiados con detalle hasta el momento, en parte porque la unidad sedimentaria en la que se encuentran aparece de modo discontinuo, en pequeños afloramientos dispersos en los márgenes de la cuenca, con fuertes variaciones de

facies que los hacen difíciles de correlacionar. En este trabajo describimos un arrecife de coral y unas bioconstrucciones de ostreidos asociadas, de edad Tortonense inferior, que afloran al norte de la localidad de Albuñuelas, en la zona meridional de la Cuenca de Granada (Fig. 1). Aunque, como se verá más adelante, se trata de pequeños edificios de poca entidad volumétrica, su estudio completa el conocimiento de la evolución de los arrecifes de coral en el Mediterráneo occidental durante el Mioceno y corrobora el desarrollo de una fase climática tropical al comienzo del Mioceno superior, que ha pasado tradicionalmente inadvertida por tener un registro muy reducido. Por otra parte, el arrecife de coral y las bioconstrucciones de ostreidos aparecen junto a un cortejo de facies y unas asociaciones de fósiles que permiten propo-

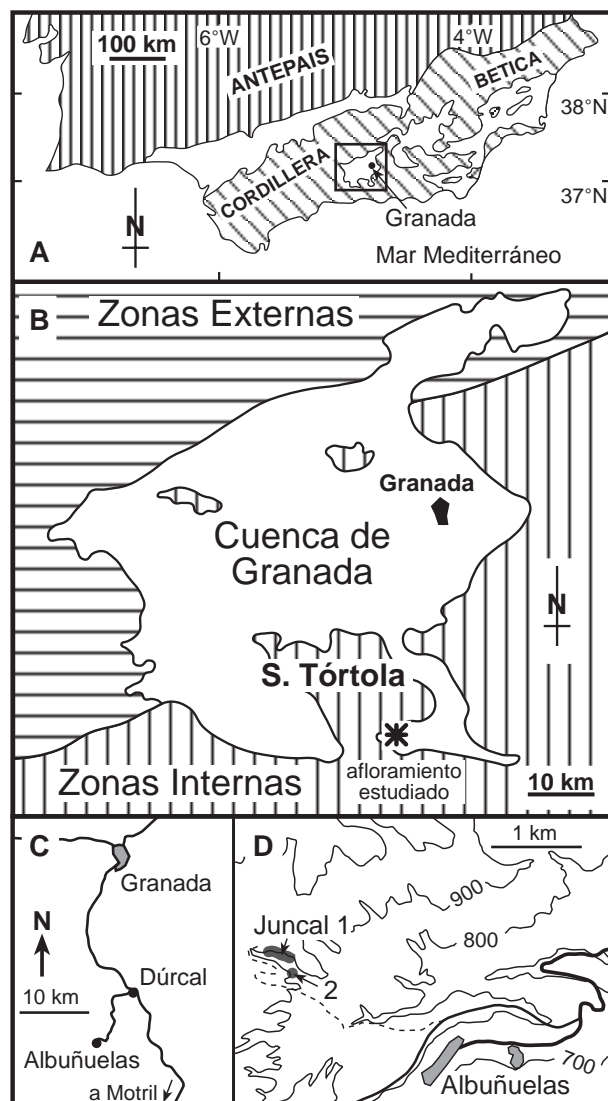


Figura 1. Localización geológica y geográfica de las secciones estudiadas. A) Esquema geológico del sur de la Península Ibérica con la situación de la Cuenca de Granada. B) Posición de la zona de estudio en la prolongación meridional de la Cuenca de Granada. C) y D) Situación y acceso a las secciones, en el noroeste de Albuñuelas.

ner un modelo sedimentario en el que los estilos de producción y acumulación de restos fósiles varían rápidamente en el espacio y el tiempo.

Localización geográfica y geológica

El arrecife de coral y las bioconstrucciones de ostreidos estudiados afloran en el barranco del Juncal, 1,7 km al noroeste de Albuñuelas, en la provincia de Granada (Fig. 1). Geológicamente, esta zona se encuentra en una prolongación hacia el suroeste de la cuenca neógena de Granada, que se ex-

tiende en el Valle de Lecrín. Concretamente, se sitúan en el extremo occidental de dicha prolongación, en el margen sur de un afloramiento de sustrato bético, la Sierra de la Tórtola (Fig. 1B), que en el tiempo de formación del arrecife constituyó un paleorelieve emergido. La unidad sedimentaria que contiene el arrecife de coral y las bioconstrucciones descansa discordantemente sobre limos, arenas y conglomerados continentales (Figs. 2 y 3), conocidos como “limos rojos de Albuñuelas” (González-Donoso, 1967, 1978), en los que se registran restos de micromamíferos que indican una edad Serravalliense (Martín-Suárez *et al.*, 1993). En el barranco del Juncal estos depósitos continentales se sitúan directamente sobre el sustrato bético (cuarcitas, micasquitos y mármoles del Complejo Alpujarride), pero en otros puntos de la cuenca pueden observarse, estratigráficamente por debajo, una serie de unidades marinas que se extienden desde un posible Aquitaniense al Langhiense (González-Donoso, 1978; Braga *et al.*, 1996).

La presencia de *Neoglobobadrina acostaensis* (Blow) entre los foraminíferos planctónicos, obtenidos de los limos margosos incluidos en la unidad arrecifal estudiada, indica que ésta tiene una edad Tortoniense (Bergreen *et al.*, 1995). Su posición estratigráfica y la ausencia de *Turborotalia humerosa* (Takayanagi y Saito) en las muestras señalan que la edad debe ser concretamente Tortoniense inferior.

Sobre la unidad arrecifal aparecen arenas y calizas bioclásticas, localmente conglomerados, atribuidos al Tortoniense inferior (González-Donoso, 1978; Rodríguez-Fernández, 1982). Estos últimos materiales se depositaron sobre una superficie de erosión que hace desaparecer las unidades infrayacentes, excepto en pequeñas semifosas tectónicas donde quedaron cobijadas del desmantelamiento (Braga *et al.*, 1996) (Fig. 2). Tras el depósito de los carbonatos bioclásticos, de carácter templado, la historia marina de la Cuenca de Granada concluye con un episodio en el que arrecifes de coral crecieron en los márgenes costeros, fundamentalmente sobre enormes sistemas terrígenos (Fig. 2) producto del desmantelamiento de los relieves béticos, que sufrieron en ese momento, el Tortoniense superior, un pulso de levantamiento (Braga *et al.*, 1990; Martín y Braga, 1997). La formación de eva-

poritas y estromatolitos, en las últimas etapas de conexión con el Mediterráneo en el tránsito Tortoniense-Messiniense (Rouchy, 1982; Martín *et al.*, 1984), da paso a una serie de unidades que representan la historia continental de la cuenca hasta el Cuaternario.

Descripción de las Secciones

Barranco del Juncal 1 (Figs. 1 y 3). Esta sección se extiende en la margen izquierda del barranco a lo largo de unos 120 m en los que se pueden seguir lateralmente las capas, que buzcan 6-7° hacia el SE. Los cultivos en los materiales más blandos interrumpen parcialmente la observación en algunos sectores de la sección, en la que aparecen los siguientes materiales:

1) Sobre una superficie irregular y erosiva a techo de los "limos rojos de Albuñuelas", aparecen limos verdosos con cantos dispersos de rocas del sustrato, del Complejo Alpujárride, de hasta 3 cm de tamaño. Estos limos tienen una potencia máxima de 1 m y desaparecen en el extremo norte de la sección.

2) En la mitad norte, encima de los limos verdosos o directamente sobre la unidad infrayacente, se encuentra un conglomerado, de hasta 110 cm de potencia, de cantos centimétricos (hasta 15 cm) y matriz de arena media a fina. Los cantos, angulosos, proceden de rocas del Complejo Alpujárride y de unidades sedimentarias neógenas más antiguas. Se observan fragmentos dispersos de ostreidos y pectínidos y, en algunos cantos, bioperforaciones (*Gastrochaenolites* y *Entobia*). En los 20 cm superiores la concentración de bioclastos es mayor y la matriz pasa a ser calcarenítica. Junto a fragmentos sin orientación preferente de ostreidos y pectínidos, aparecen gasterópodos y balánidos. Hacia el sur el conglomerado se desdobra en capas decimétricas de conglomerados, microconglomerados y arenas. La potencia alcanza 2 m y sólo los 10 cm superiores tienen una matriz calcarenítica. Los conglomerados y microconglomerados tienen restos dispersos de ostreidos y pectínidos. En las arenas son característicos los moldes internos de valvas articuladas e intactas de *Mytilus*, de hasta 12 cm de máxima dimensión, que a veces también se registran en los conglomerados.

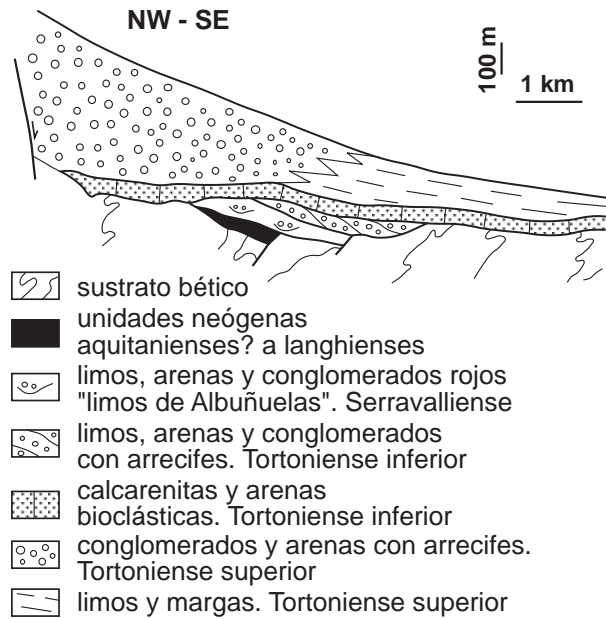


Figura 2. Esquema estratigráfico de las unidades neógenas en el margen sur de la Cuenca de Granada hasta el Tortoniense superior (tomado de Braga *et al.*, 1996). La unidad estudiada corresponde a los limos, arenas y conglomerados con arrecifes del Tortoniense inferior.

3) Conglomerados/microconglomerados, de hasta 50 cm de potencia, cubren los materiales anteriores, manteniendo una composición similar de los cantos, centimétricos (hasta 5 cm) y de la matriz, con fragmentos de ostreidos y pectínidos dispersos y sin orientación preferente.

4) Un banco de *Ostrea lamellosa* Brocchi, de 120 cm de potencia máxima, descansa sobre los conglomerados. Está compuesto por ostras grandes, de hasta 20-25 cm de máxima dimensión, con las dos valvas unidas en muchos casos. El plano de comisura puede aparecer subhorizontal o presentar orientaciones diversas sin preferencia. Las gruesas conchas de las ostras están afectadas por perforaciones de esponjas y bivalvos, que tienden a concentrarse en la parte superior de los ejemplares. Entre los grandes individuos articulados hay ejemplares de *Ostrea lamellosa* más pequeños, fragmentos de conchas, valvas sueltas y fragmentos de *Chlamys pusio* (Linné) y limo. El banco, que puede seguirse lateralmente unos 70 m, se adelgaza hacia el sur y queda reducido a 30 cm de potencia cuando deja de aflorar. Hacia el norte, al tiempo que el banco disminuye de potencia y desaparece, las valvas de ostras pasan a estar totalmente desarticu-

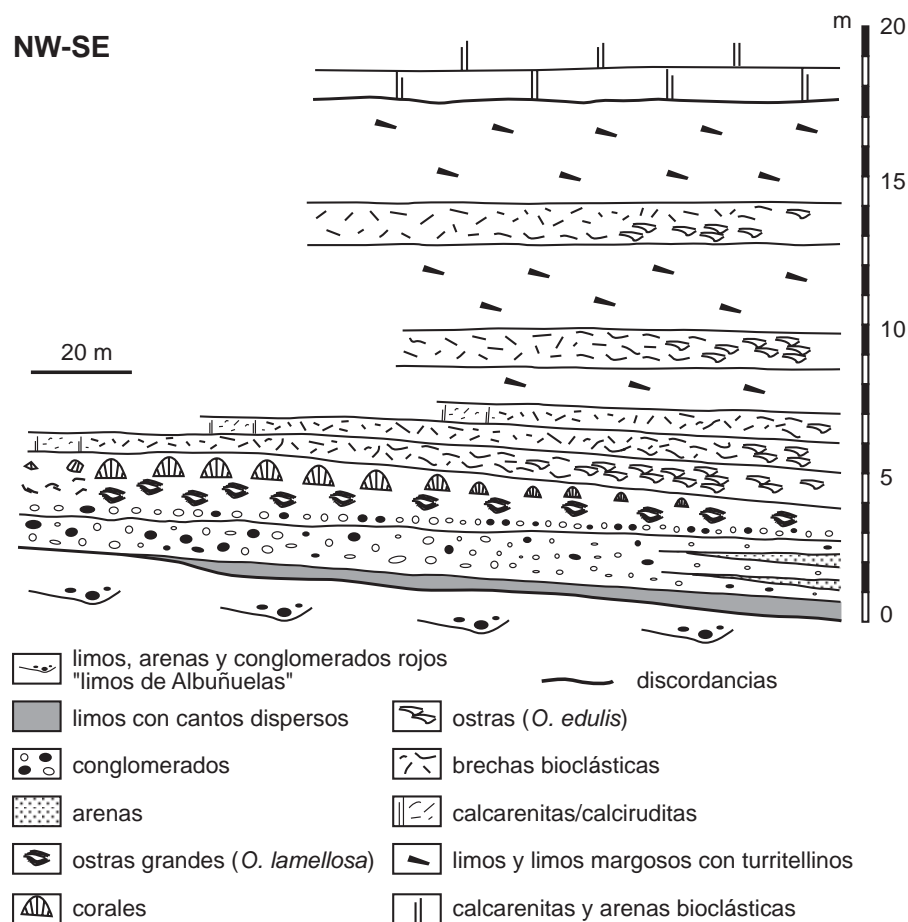


Figura 3. Esquema estratigráfico de la sección Juncal 1. En la sección, expuesta a lo largo de unos 160 m, pueden observarse cambios laterales de facies/taofacies en varios niveles. Hacia el NW, la continuidad del afloramiento se pierde por los cultivos.

ladas y fragmentadas, dispersas en una matriz arenosa bioclástica.

5) Sobre el banco de ostras, y con una extensión lateral similar, se encuentra un arrecife de coral de espesor variable (hasta 70 cm), compuesto por colonias hemisféricas de dimensiones decimétricas de *Tarbellastraea* y *Porites*, asentadas sobre las valvas de las ostras infrayacentes o sobre colonias más antiguas de coral. Lo más característico de este pequeño arrecife es la enorme densidad de perforaciones de *Lithophaga* en los corales, hasta el punto de ser irreconocible el esqueleto original de la colonia (Fig. 4). Los individuos de *Lithophaga* se desplazaron hacia el exterior de la colonia al tiempo que ésta crecía, rellenando el hueco previo de la perforación con partículas de carbonato, que aparecen laminadas. Algunas perforaciones superan de este modo los 20 cm de longitud. La mayoría de las colonias de coral están en posición de vida en la parte central y meridional del banco, aunque algunas se encuentran ligeramente volcadas. En el extremo norte, sin

embargo, las colonias aparecen fragmentadas y abrasionadas, dispersas en una matriz arenosa bioclástica, puntualmente una calcirudita, mezcladas con las ostras del banco infrayacente.

6) Encima de los corales se extiende un banco de *Ostrea edulis* Linné cuya estructura interna es compleja y variable vertical y lateralmente. En la mitad norte del afloramiento presenta una potencia máxima de 120 cm. Las ostras están desarticuladas y fragmentadas, englobadas en una matriz limoso arenosa, sin una orientación preferente de los clastos aunque localmente presentan una orientación bimodal con 30-40° de inclinación con respecto a la base del banco (Fig. 5). El tamaño de los fragmentos disminuye hacia el norte y aumenta hacia arriba de modo que, en el centro del afloramiento, las valvas en los 40 cm superiores están desarticuladas pero poco trituradas. En una decena de metros hacia el sur pueden observarse diferencias de preservación de las ostras, en la vertical, en el interior del banco: en los 50 cm basales están muy fragmentadas, en



Figura 4. Perforaciones de *Lithophaga* en una colonia de *Tarbellastrea*. Obsérvese la alta densidad de perforaciones. Cada individuo relleno con depósitos de carbonato su galería para mantener una posición cercana a la superficie del coral al tiempo que éste crecía. Las etapas de relleno quedan marcadas por laminación cóncava hacia arriba. Algunos individuos de *Lithophaga* quedan preservados en el extremo superior de la perforación (extremo izquierdo de la foto). La tapa de la lente tiene 55 cm. de diámetro.

los siguientes 15-20 cm están desarticuladas pero poco rotas, por encima vuelven a estar muy fragmentadas y en los últimos 40 cm están casi intactas y empiezan a observarse ejemplares articulados. Unos 30 metros más al sur la mayoría de las valvas están intactas y muchas se han preservado articuladas, formando una bioconstrucción conservada *in situ* (Fig. 6). Muchos ejemplares, cuyas dimensiones máximas son de 10-12 cm, aparecen con la comisura subhorizontal, otros tienen el plano de comisura inclinado e incluso con la valva opercular en la parte inferior. Sobre algunos ejemplares crecieron balánidos (Fig. 6) y son frecuentes las valvas de *Chlamys pusio*. Los huecos entre las conchas están parcialmente rellenos de limo, que cubre una pátina de óxidos de hierro formada sobre las conchas. El banco pasa en su extremo norte a calciruditas/arenas bioclásticas cuyo componente mayoritario son los fragmentos de ostras. Hacia el sur, las ostras, mayoritariamente articuladas e intactas, se dispersan entre limos arenosos con moldes de bivalvos endobentónicos y turritelinos.

7) Un banco suprayacente de *Ostrea edulis*, con 1 m de potencia máxima, presenta características similares al anterior pero con los cinturones de facies/tafofacies desplazados, en conjunto, 30 m hacia el sur.

8) Otro nuevo banco de *Ostrea edulis*, de hasta 1 m de potencia, tiene también una distribución interna

de facies/tafofacies similar, con los cinturones de facies desplazados 30 m hacia el sur con respecto al banco precedente.

9) Los bancos de ostras están cubiertos por 1,5 m de limos arenosos con moldes de bivalvos endobentónicos y turritelinos y ejemplares muy dispersos de *Ostrea edulis* y *Chlamys pusio*.

10) Sobre los limos se encuentra un banco de *Ostrea edulis*, de 140 cm de espesor, con ejemplares desarticulados y rotos hacia la parte septentrional del afloramiento, que pasan hacia el sur a una bioconstrucción con ejemplares articulados e intactos, en posición de vida. En esta dirección las acumulaciones de ostras se dispersan, constituyendo parches entre limos arenosos que contienen también moldes de turritelinos y bivalvos endobentónicos.

11) Encima hay 3 m de limos arenosos con moldes de turritelinos y bivalvos endobentónicos, y ejemplares de *Ostrea edulis* y *Chlamys* dispersos. En el último metro, localmente se encuentran concentraciones de valvas desarticuladas y fragmentadas de *Ostrea edulis*, que desaparecen lateralmente entre los limos.

12) Sobre los limos aparece un nuevo banco de *Ostrea edulis*, de hasta 140 cm de potencia, que puede subdividirse internamente en dos partes, de 80 y 60 cm respectivamente, en el punto de máximo espesor, cada una de ellas con una distribución de fa-

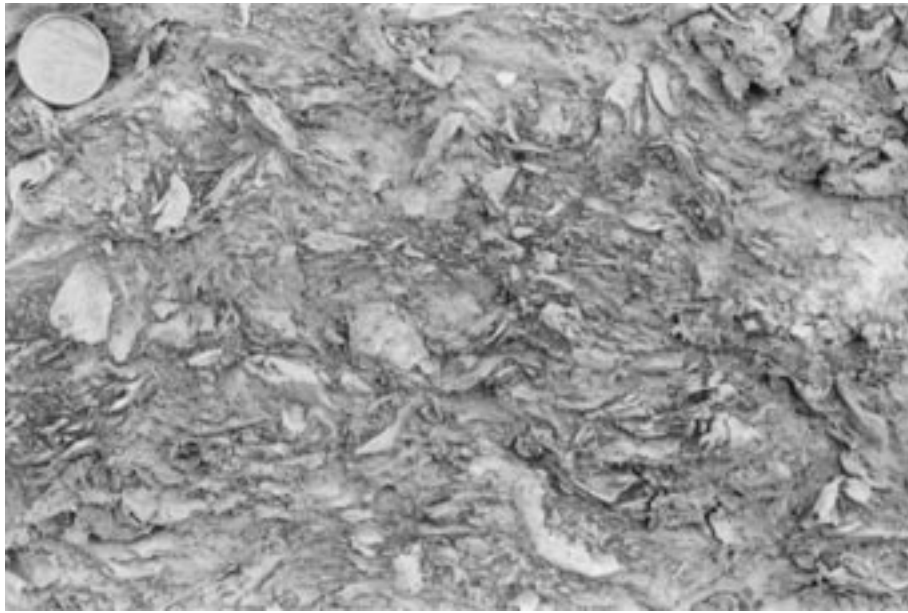


Figura 5. Brecha bioclástica de fragmentos de ostras. Mitad norte de primer banco de *Ostrea edulis* de la sección Juncal 1. En algunos puntos, como el aquí representado, los restos tienen una cierta tendencia a una orientación concordante (paralela a la estratificación) y bimodal oblicua de bajo ángulo. La moneda tiene 24 mm de diámetro.

cies/tafofacies similares a las de bancos anteriormente descritos, pero desplazadas espacialmente, de modo que sobre la construcción in situ de la parte inferior se encuentran las brechas de valvas de ostras de la parte superior. Es decir, los cinturones de facies/tafofacies de la parte superior están desplazados hacia el sur.

13) Encima se encuentran 360 cm de limos con moldes de turritelinos y bivalvos endobentónicos. Algunos niveles en los que hay concentración de moldes de turritelinos están mas cemen-

tados que el resto. Localmente, estos niveles contienen a techo valvas dispersas de *Ostrea edulis* desarticuladas y rotas, cuya densidad incrementa hacia el norte.

Las calcarenitas/calciruditas de la unidad sedimentaria suprayacente descansan sobre una superficie de erosión bajo la que los limos aparecen impregnados de colores rojizos.

Barranco del Juncal 2 (Figs. 1 y 7). Esta sección está situada 100 m al SE de la anterior, a la derecha del barranco. En ella la continuidad lateral de las

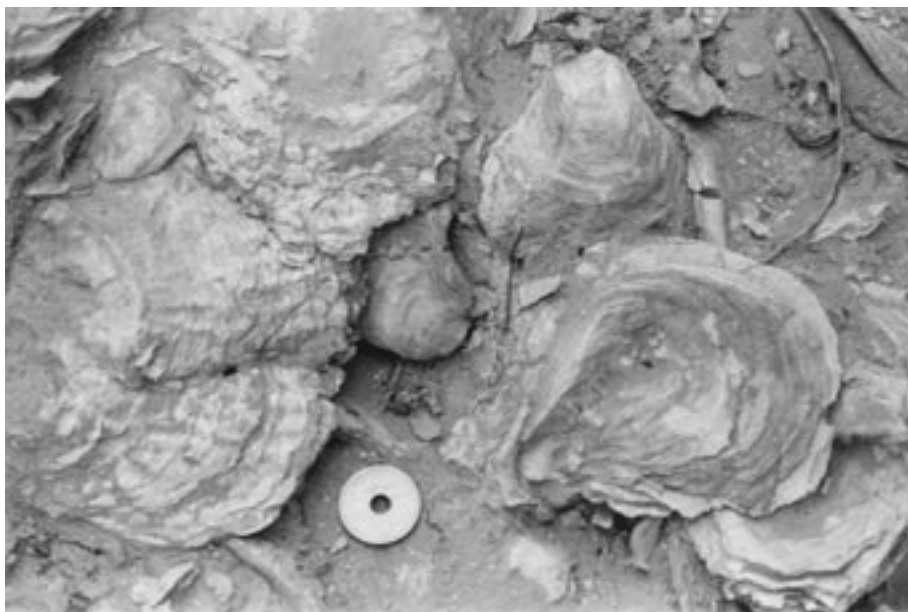


Figura 6. Ejemplares de *Ostrea edulis* articulados e intactos, en la parte sur del primer banco de ostras de la sección Juncal 1. Los ejemplares de la izquierda están vueltos del revés pero apenas fragmentados. Obsérvense dos balánidos instalados sobre la valva inferior de la ostra de la parte superior de la foto. La moneda tiene 20 mm de diámetro.

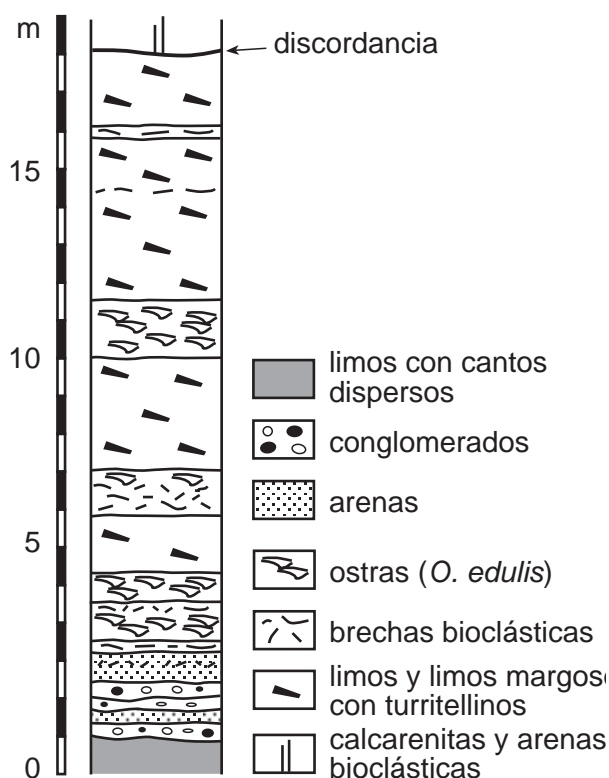


Figura 7. Columna de la sección Juncal 2. Litologías, facies y tafofacies son similares a las de Juncal 1 pero la continuidad lateral es mucho más reducida en esta sección.

capas es menor que en Juncal 1, por lo que en la descripción (Tabla I) reflejamos fundamentalmente la sucesión vertical de materiales (Fig. 7). Los limos verdosos de la base (nivel 1 en Tabla I) aparecen sobre una superficie erosiva que afecta a los “limos rojos de Albuñuelas”. Las calciruditas y calcarenitas de la siguiente unidad sedimentaria cubren una superficie de erosión con impregnaciones rojizas que excava los limos del techo de la unidad arrecifal descrita.

Modelo sedimentario

A partir de la distribución lateral y vertical de las litologías, facies y asociaciones de fósiles en las secciones antes descritas, se puede interpretar que la unidad sedimentaria estudiada se formó en un medio marino costero en el que desembocaba un sistema fluvial de escasa entidad. Las descargas episódicas del río, como flujos de derrubios (debris flows), depositaron los conglomerados en la zona más cercana a tierra, donde se amalgamaban

flujos de episodios sucesivos, mientras que las arenas alcanzaron áreas que estaban algunas centenas de metros mar adentro y los limos se extendieron por las zonas más distales (Fig. 8). La parte superior de las capas de conglomerados y las arenas fue retrabajada por el mar y los materiales terrígenos se mezclaron con partículas bioclásticas, formando a veces calcarenitas arenosas o conglomeráticas. Tierra adentro, probablemente en lagunas costeras, se acumularon los limos verdosos con cantos dispersos.

Localmente, los conglomerados fueron colonizados por ostras (*Ostrea lamellosa*), que llegan a alcanzar gran tamaño, y forman bioconstrucciones de dimensiones reducidas. En algunos puntos, estas bioconstrucciones fueron aprovechadas por corales hermatípicos para instalarse, dando lugar a pequeños arrecifes, de los que conocemos un ejemplo (Fig. 8). Mar adentro, sobre los limos se formaron bioconstrucciones de *Ostrea edulis*. Los fondos móviles, arenosos y limosos, estuvieron ocupados por comunidades endo y epibentónicas que contribuyeron con sus esqueletos a la formación de sedimento y, por disolución, especialmente de las conchas aragoníticas, a la cementación diferencial de los sedimentos terrígenos.

La poca entidad de facies y estructuras sedimentarias que señalen la existencia de transporte y remoción en el mar de los depósitos aportados episódicamente por el río, así como la relativamente escasa destrucción de las bioconstrucciones, parecen indicar que la unidad estudiada se depositó en una zona costera protegida, al sur de un relieve emergido de sustrato bético, el relieve precursor de la actual Sierra de la Tórtola. No obstante, la escasez y dispersión de los afloramientos de esta unidad sedimentaria, y la falta de marcadores precisos de la línea de costa fuera del afloramiento estudiado, impiden reconstruir la paleogeografía durante su formación.

La distribución lateral y vertical de las facies pone de manifiesto una progradación inicial hacia el sur que, una vez reconstituido el buzamiento observado en el afloramiento, pudo haberse producido con un nivel del mar relativo estable, o en ligero ascenso o descenso, en función del valor que se le asigne al buzamiento original que tuviesen los sedimentos. Posteriormente, se produce una marcada retro-

Tabla 1. Litología y contenido fósil de los niveles reconocidos en la sección Juncal 2 (Figs. 1 y 7).

Abreviaturas: Niv = nivel; Es (m) = espesor en metros; BE = bivalvos endobentónicos; *Oe* = *Ostrea edulis*.

Niv	Es (m)	Litología	Contenido fósil
1	0,5	limos verdosos con cantos dispersos	bioturbación difusa
2	0,3	conglomerados, microconglomerados, arenas	fragmentos de ostreidos, pectínidos, BE y algas rojas
3	0,4	arenas medias a gruesas	fragmentos de ostreidos
4	0,3	conglomerados de matriz arenosa	moldes de <i>Mytilus</i> y BE. Fragmentos de ostreidos
5	0,4	conglomerados de matriz arenosa	fragmentos de ostreidos
6	0,5	arenas bioclásticas	fragmentos de ostreidos, pectínidos y BE
7	0,1	limos	fragmentos de ostras y pectínidos
8	0,2	arenas medias a gruesas	moldes de <i>Mytilus</i> y BE. <i>Ostrea lamellosa</i>
9	0,3	brecha bioclástica matriz arena fina limosa	valvas desarticuladas y fragmentadas de <i>Oe</i>
10	0,8	banco de <i>Oe</i>	valvas articuladas e intactas
11	0,2	brecha bioclástica matriz arena fina limosa	valvas desarticuladas y fragmentadas de <i>Oe</i>
12	0,8	banco de <i>Oe</i>	valvas articuladas e intactas
13	1,5	limos arenosos	moldes de turrítellinos y BE
14	1	brecha bioclástica matriz arena fina limosa	valvas desarticuladas y fragmentadas de <i>Oe</i>
15	0,2	banco de <i>Oe</i>	valvas articuladas e intactas
16	3	limos margosos	moldes de turrítellinos y BE. <i>Oe. Chlamys pusio</i>
17	1	banco de <i>Oe</i>	valvas articuladas e intactas. <i>C. pusio</i>
18	0,5	brecha bioclástica matriz arena fina limosa	valvas desarticuladas y fragmentadas de <i>Oe</i>
19	4,2	limos margosos	moldes de turrítellinos y BE. <i>Oe.</i>
20	0,3	limos margosos	concentración de valvas de <i>Oe</i> .BE.
21	2	limos margosos	valvas dispersas de <i>Oe</i> y <i>C. pusio</i>

gradación de las facies, que se desplazan hacia la costa, lo que indica un ascenso relativo del nivel del mar. La alternancia de facies más y menos distales (limos margosos con turrítellinos y construcciones de *O. edulis*), a partir de este punto, puede indicar oscilaciones relativas del nivel del mar en, al menos, tres episodios. No obstante, también puede representar tres pulsos en la tasa de un ascenso relativo continuo.

El arrecife de coral

Se trata de un banco de tamaño reducido, que se extiende sobre un sustrato ofrecido por un banco de grandes ostras. En conjunto, la forma es lenticular muy aplanada, con apenas 70 cm de máximo espesor observable y algunas decenas de metros de extensión lateral. Las colonias son hemisféricas y están en posición de vida o ligeramente volcadas. Sólo en el

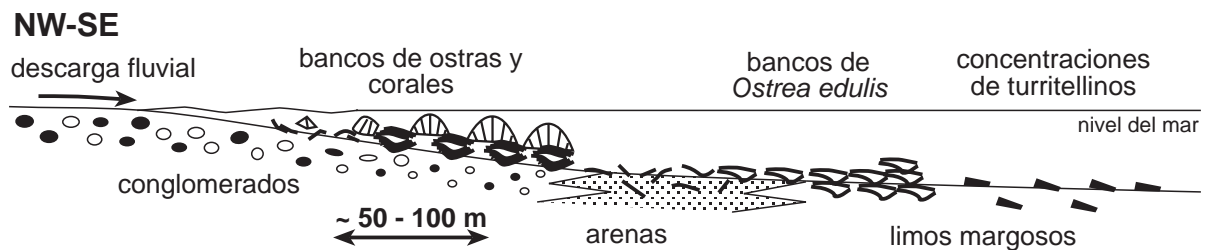


Figura 8. Modelo sedimentario e interpretación de la distribución espacial de las bioconstrucciones y concentraciones de fósiles en el Tortonien inferior de la zona de Albuñuelas. Se trata de un medio litoral con flujos episódicos de conglomerados procedentes de un sistema fluvial que drenaba una zona emergida situada al norte. Los cambios laterales de facies son muy rápidos. También cambian rápidamente los tipos de bioconstrucciones y sus grados de alteración tafonómica.

margen septentrional hay evidencias de rotura y transporte de fragmentos de coral, que se extienden unos pocos metros alrededor del banco preservado *in situ*. Todo ello indica condiciones de baja turbulencia, probablemente debidas a que el medio en que creció el arrecife estaba protegido del mar abierto, tal como ya señalábamos en el apartado anterior.

La intensa bioperforación por *Lithophaga* (Fig. 4) apenas deja entrever la naturaleza de las colonias de coral originales. No obstante, es posible identificar los géneros *Tarbellastraea* y *Porites*. Esta composición genérica supone un cambio con respecto a los arrecifes del Langhiense de la Cuenca de Granada, dominados por *Heliastrea* y con abundantes *Mussismilia* (Braga *et al.*, 1996), mientras que representa el inicio del predominio de *Tarbellastraea* y *Porites* en los arrecifes del Mediterráneo occidental, que se mantendrá hasta el Messiniense inferior (Esteban *et al.*, 1996). La baja diversidad genérica en el Tortoniense inferior es menor que la de los arrecifes langhienses, pero también que la de los arrecifes tortonienses posteriores (Martín *et al.*, 1989). Ello puede deberse a la escasez de arrecifes de dicha edad y a la mala preservación y escasa entidad de este ejemplo concreto.

Las perforaciones de *Lithophaga* se produjeron mientras los corales estaban vivos, lo que queda patente por el desplazamiento de la cavidad de morada de los bivalvos hacia el exterior de la colonia de coral. Los bivalvos van rellenando el hueco previo de la cavidad con depósitos carbonatados, al tiempo que se desplazan al ritmo del crecimiento del coral. El resultado son estructuras tubulares rellenas con sucesivos depósitos, que se disponen más o menos perpendiculares a la superficie de las colonias (Fig. 4). En nuestro ejemplo es frecuente encontrar la concha articulada de *Lithophaga* en el último estadio de la cavidad, en la región externa de la colonia (Fig. 4). En los mares tropicales actuales son varias las especies de *Lithophaga* que se instalan en corales vivos (Morton, 1983) y muestran diversos grados de especificidad y dependencia en su relación con el sustrato. Es decir, unas ocupan mayoritariamente o exclusivamente sólo colonias de determinadas especies de coral mientras que otras perforan distintas especies sin preferencias. En algunos casos se conoce con detalle su capacidad de segregar carbonato cálcico para re-

llenar la cavidad al ritmo de crecimiento de su colonia huesped, así como los mecanismos que utilizan para mantener abierto el contacto de sus sifones con el exterior e inhibir el ataque de los pólipos coralinos (Morton, 1983).

La presencia de este arrecife pone de manifiesto, como mencionábamos en la introducción, un episodio cálido durante el Tortoniense inferior en el Mediterráneo occidental que permitió el crecimiento de corales hermatípicos en la región, aunque, al menos en esta localidad, estén poco desarrollados.

Arrecifes de ostras

Pueden reconocerse dos tipos de arrecifes de ostras, directamente relacionados con el tipo de sustrato sobre el que se asientan.

Sobre conglomerados y microconglomerados se forman bancos de grandes *Ostrea lamellosa*. Los bancos son cuerpos lenticulares con aproximadamente un metro de espesor y varias decenas de metros de extensión lateral. Las ostras, con ambas valvas bastante similares, grandes y pesadas, de hasta 25 cm de máxima dimensión, crecieron sobre los cantos de los conglomerados o apoyadas sobre individuos previos. Los ejemplares tendieron a crecer con el plano de comisura horizontal, pero la adaptación a la irregularidad del sustrato producida por la acumulación de las propias conchas y, probablemente, movimientos causados por los bioturbadores y la turbulencia, hacen que algunos ejemplares presenten los planos de comisura inclinados. La bioturbación y la turbulencia son también responsables de la desarticulación, fragmentación y desplazamiento de trozos de valvas que se encuentran entre los ejemplares intactos. En el margen norte del banco, se pierden los ejemplares articulados y sólo queda una brecha de fragmentos de valvas.

El tamaño y longevidad de los individuos permitieron la instalación y el desarrollo de bioperforadores (*Gastrochaenolites*) en las superficies expuestas de las conchas.

Jiménez *et al.* (1991) describen una asociación similar de grandes ejemplares de *O. lamellosa* en los conglomerados gruesos de los abanicos deltáicos del Tortoniense superior del corredor del río Al-

manzora. Probablemente, la remoción marina en estos ambientes costeros someros sólo permite la preservación de las valvas articuladas e intactas de individuos de gran tamaño. Los ejemplares más pequeños, antes o después de morir, pueden ser arrancados del sustrato, desarticulados y fragmentados, y sus restos pueden acabar incorporados a las brechas bioclásticas.

El segundo tipo de arrecifes, construido por ejemplares de *O. edulis*, se instala sobre los limos arenosos y margosos. Se trata, de nuevo, de bancos con morfología lenticular, con sólo uno o unos pocos metros de espesor por varias decenas de metros de extensión lateral. En las zonas de los bancos con mayor grado de autoctonía, las ostras, de hasta 10-12 cm de máxima dimensión y fuerte diferenciación entre la valva inferior y la opercular, aparecen con el plano de comisura subhorizontal o se adaptan a individuos previos, adquiriendo orientaciones diversas (Fig. 6). Entre un 30 y un 50% de los ejemplares se preservan articulados y en posición de vida. El resto aparecen desarticulados y reorientados en diversas proporciones. No obstante, el grado de fragmentación es bajo (< 20%) por lo que probablemente la desarticulación y reorientación se deben a bioturbadores. Hacia la costa aumenta la proporción de restos desarticulados y fragmentados y se pasa, gradual pero rápidamente, a un brecha de fragmentos de valvas de ostras de tamaños centimétricos (Fig. 5) y, más hacia tierra, a una calcirudita/calcarenita de restos de ostras. Este gradiente tafonómico es probablemente el reflejo de una mayor turbulencia en zonas más proximales. Hacia el mar, los ejemplares se van dispersando entre los limos y las bioconstrucciones se pierden entre el sedimento terrígeno fino.

Características paleoambientales

A pesar de la presencia de corales hermatípicos, los organismos heterótrofos, ostreidos en particular, son los constructores dominantes en el conjunto de la unidad, lo que indicaría un elevado contenido en nutrientes (Wood, 1993). Otras características sedimentarias, como la elevada proporción de sedimento fino y la relativa escasez de calcarenitas (arenas de partículas bioclásticas), son también propias de contextos ricos en nutrientes (Wood,

1993). Incluso el pequeño arrecife formado por corales hermatípicos (mixótrofos) tiene una elevada densidad de bioerosión, lo que probablemente corresponde igualmente a un alto nivel de nutrientes (Hallock, 1988). La riqueza de nutrientes pudo ser la causa del escaso desarrollo de la construcción por corales, ya que pueden producir la inhibición del crecimiento de las colonias. Particularmente, el fósforo actúa como un veneno que limita la precipitación del esqueleto aragonítico de los corales escleractinios (Kinsay y Davies, 1979). La abundancia de nutrientes puede también fomentar el crecimiento de autótrofos sin esqueleto que sobrecrecen e inhiben a los corales calcáreos, de crecimiento más lento. Una elevada producción primaria promueve el desarrollo de filtradores, especialmente bioerosionadores, que compiten por el espacio con los corales o directamente los destruyen (Hallock y Schlager, 1986; Hallock, 1988).

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos encontradas en los limos margosos con turritelinos de la parte media y superior de las secciones estudiadas son también características de fondos ricos en materia orgánica, que, a su vez, es producto de una elevada concentración de nutrientes que induce una alta producción primaria (Murray, 1991). Aunque domina *Florilus boueanum* (d'Orbigny), son abundantes los ejemplares de especies de *Bulimina*, *Bolivina*, *Brizalina*, *Uvigerina*, *Nonionella* y *Nonion*, junto a los de especies de *Ammonia* y, más escasos, de *Cancris*, *Hopkinsina*, *Criboelphidium* y *Elphidium*.

La turbidez propia de contextos ricos en nutrientes, en combinación con la generada por los sedimentos de grano fino, pudo ser responsable de la notable escasez de algas rojas en estos depósitos. Las algas rojas son componentes comunes de las biotas de medios marinos someros del Cenozoico y de la actualidad (Adey y Macintyre, 1973), en un amplio espectro climático. Su práctica ausencia en la unidad estudiada debe estar producida por las condiciones ambientales originales y no por procesos tafonómicos, ya que tienen un elevado potencial de preservación, debido a la naturaleza calcítica de sus esqueletos (Bosence, 1983).

Las concentraciones de Turritellinae son también indicadoras de altos contenidos de nutrientes, en muchos casos relacionados con afloramientos que

provocan abundancia de fitoplancton (Allmon, 1988, 1992; Allmon y Knight, 1993).

Las bioconstrucciones, como hemos señalado, se formaron en la zona de descarga de un sistema fluvial de pequeñas dimensiones. Los flujos de derrubios registran en este sistema fluvial una sedimentación episódica, por avalanchas, pero no se puede descartar un régimen continuo del río, con sólo transporte de sedimento fino, que posteriormente fue aventado hacia zonas más profundas. Esta descarga continua del río podría haber sido la fuente del enriquecimiento local de nutrientes, procedentes de la tierra emergida. No obstante, cualquier otra fuente es posible, ya que la causa del alto contenido en nutrientes propuesto es difícil de establecer con el escaso conocimiento que actualmente tenemos de la paleogeografía y las condiciones ambientales en el Tortoniense inferior en el Mediterráneo occidental.

Conclusiones

1) Al norte de Albuñuelas, en la zona meridional de la Cuenca de Granada, aflora una unidad sedimentaria de edad Tortoniense inferior en la que aparece un arrecife de coral asociado a bancos de ostras. Esta unidad se depositó en una zona costera en la que descargaba un río procedente de un relieve bético emergido situado al norte.

2) El arrecife de coral es un pequeño cuerpo lenticular formado por colonias hemisféricas de *Tarbellastraea* y *Porites*, intensamente perforadas por *Lithophaga*, que descansan sobre grandes ostras previamente instaladas sobre conglomerados. En sedimentos más distales, arenas y limos, crecieron bancos de *Ostrea edulis*. Mar adentro se formaron concentraciones de turritelinos.

3) Puede observarse un fuerte gradiente tafonómico en todas las bioconstrucciones, con un rápido incremento de la desarticulación y fragmentación de restos hacia la costa.

4) El predominio de constructores heterótrofos, la elevada densidad de bio perforación de los corales, la abundancia de bulimininos en las asociaciones de foraminíferos bentónicos y las altas concentraciones de turritelinos indican elevados niveles de nutrientes en el medio sedimentario.

5) La presencia de corales hermatípicos registra la existencia de una fase climática cálida en el Tortoniense inferior en el Mediterráneo occidental.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de la Fundación Ramón Areces "Cambios climáticos en el sur de España durante el Neógeno". Jesús Yesares trió pacientemente los foraminíferos de las muestras de limos y Robert Riding nos revisó el inglés del Abstract. Agradecemos a Isabel Méndez su revisión del manuscrito, que ha servido para mejorarlo.

Referencias

- Allmon, W. D. (1988): Ecology of Recent turritelline gastropods (Prosobranchia, Turritellidae): current knowledge and paleontological implications. *Palaios*, 3: 259-284.
- Allmon, W. D. (1992): Role of temperature and nutrients in extinction of turritelline gastropods: Cenozoic of northwestern Atlantic and northeastern Pacific. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 92: 41-54.
- Allmon, W. D. and Knight, J. L. (1993): Paleocological significance of turritelline gastropod-dominated assemblage in the Cretaceous of South-Carolina. *J. Paleont.*, 67: 355-360.
- Adey, W. H. and Macintyre, I. G. (1973): Crustose coralline algae: A re-evaluation in the geological sciences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 883-904.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher iii, C. C. and Aubry, M. P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry and J. Hardenbol, Eds.), SEPM Spec. Publ., 54: 129-212.
- Bosence, D. W. J. (1983): The occurrence and ecology of recent rhodoliths. A review. In: *Coated Grains* (Peryt, T. M., Ed.), Springer-Verlag, Berlin, 225-242.
- Brachert, T. C., Betzler, C., Braga, J. C. and Martín, J. M. (1996): Record of climatic change in neritic carbonates: Turnover in biogenic associations and depositional modes (Upper Miocene, Southern Spain). *Geol. Rundschau*, 85: 327-337.
- Braga, J. C., Martín, J. M. and Alcalá, B. (1990): Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada basin, S. Spain). *Sediment. Geol.*, 66: 135-150.
- Braga, J. C., Jiménez, A. P., Martín, J. M. and Rivas, P. (1996): Coral-oyster reefs (Middle-Miocene), Murchas, Granada, Southern Spain. In: *Models for carbonate stratigraphy from miocene reef complexes of Mediterranean regions* (E. K. Franseen, M. Esteban, B. Ward and J. M. Rouchy, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series*, 5: 131-139.
- Esteban, M., Braga, J. C., Martín, J. M. and Santisteban, C. (1996): Western Mediterranean reef complexes. In: *Models for carbonate stratigraphy from miocene reef complexes of Mediterranean regions* (E. K. Franseen, M. Esteban, B. Ward and J. M. Rouchy, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series*, 5: 55-72.
- González-Donoso, J. M. (1967): *Estudio geológico de la Depresión de Granada*. Tesis Universidad de Granada, Granada, 149 p. (inédita).
- González-Donoso, J. M. (1978): Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 8-9: 191-203.
- Hallock, P. (1988): The role of nutrient availability in bioerosion: Consequences to carbonate buildups. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 63: 275-291.
- Hallock, P. and Schlager, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1: 389-398.
- Jiménez, A. P., Braga, J. C. and Martín, J. M. (1991): Oyster distribution in the Upper Tortonian of the Almanzora Corridor (Almería, S.E. Spain). *Geobios*, 24: 725-734.

- Kinsey, D. W. and Davies, P. J. (1979): Effects of elevated nitrogen and phosphorus on coral reefs. *Limnology and Oceanography*, 24: 935-940.
- Martín, J. M. y Braga, J. C. (1997): Sierra Nevada: Historia del levantamiento de un relieve deducida de las unidades conglomeráticas de su borde. In: *Avances en el Conocimiento del Terciario Ibérico* (J. P. Calvo y J. Morales, Eds.), Grupo Español del Terciario, 117-120.
- Martín, J. M., Braga, J. C. and Rivas, P. (1989): Coral successions in Upper Tortonian reefs in SE Spain. *Lethaia*, 22: 271-286.
- Martín, J. M., Ortega Huertas, M. and Torres Ruiz, J. (1984): Genesis and evolution of strontium deposits of the Granada basin (southeastern Spain): evidence of diagenetic replacement of a stromatolite belt. *Sediment. Geol.*, 39: 281-298.
- Martín-Suárez, E., Freudenthal, M. and Agustí, J. (1993): Micromammals from the Middle Miocene of the Granada Basin (Spain). *Geobios*, 26: 377-387.
- Morton, B. (1983): Coral-associated bivalves of the Indo-Pacific. In: *The Mollusca. 6. Ecology* (K. M. Wilbur, Ed.), Academic Press, London, 139-224.
- Murray, J. W. (1991): *Ecology and paleoecology of benthic foraminifera*. Longman, London, 397 p.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Universidad de Granada, Granada, 224 p.
- Rouchy, J. M. (1982): La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. nat. Hist. Paris*, 50: 1-267.
- Wood, R. (1993): Nutrients, predation and the history of reef-building. *Palaios*, 8: 526-543.