

CRONOESTRATIGRAFÍA DE LOS ARRECIFES NEÓGENOS DEL CORREDOR DEL ALMANZORA (CORDILLERA BÉTICA, ESPAÑA)

Antonio GUERRA-MERCHÁN y Francisco SERRANO

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. 29071- Málaga. España.

ABSTRACT

The Almanzora Corridor is a narrow Neogene depression which formed part of the system of communication channels between the Atlantic and Mediterranean marine environments during the Late Miocene. Its Miocene filling is mainly siliciclastic and is arranged in four tectosedimentary units (TSU). During deposition of TSU II and III, reefs developed in coastal and very shallow marine environments. On the whole, these were small, isolated reefs, built up by corals (mainly *Porites* and *Tarbellastraea*) and red algae.

The bioconstructions belonging to TSU-II are patch-reefs and are associated exclusively to fan deltas which developed on both borders of the basin. The basin marls of this unit contain planktonic foraminifera assemblages that can be dated to the upper part of the lower Tortonian and the lower part of the upper Tortonian, subdividing the Tortonian by using the FAD of *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi and Saito).

Two groups of reefs can be distinguished within TSU-III: larger coastal reefs installed on a palaeorelief formed after the intra-Tortonian tectonic phase which concluded TSU-II and patch-reefs associated to fan deltas. The deepest contemporary sediments contain planktonic foraminifera assemblages from the lower and middle parts of the upper Tortonian.

In this basin, reefal development was prematurely interrupted by the late Tortonian marine regression, which left all the basins of the central sector of the Betic Cordillera disconnected from marine waters. Marine sedimentation during the latest Tortonian - early Messinian (TSU-IV) only continued in the easternmost part of the Corridor, but no reefs related to this sedimentary unit have been observed.

Key words: Reefs, Upper Miocene, Betic Cordillera, Almanzora Corridor, Biostratigraphy, Chronostratigraphy, Planktonic foraminifera, Tectosedimentary Units.

RESUMEN

El corredor del Almanzora es una estrecha depresión neógena que formó parte del sistema de canales de comunicación entre los ambientes marinos atlánticos y mediterráneos durante el Mioceno Superior. Su relleno miocénico es esencialmente siliciclástico y se estructura en cuatro unidades tectosedimentarias (UTS). Durante el depósito de las UTS II y III, hubo crecimiento de arrecifes en ambientes costeros y muy someros. En general, se trata de edificios pequeños y aislados, contruidos mayoritariamente por corales (sobre todo *Porites* y *Tarbellastraea*) y algas rojas.

Las bioconstrucciones pertenecientes a la UTS-II son de tipo parche (*patch-reef*) y están asociados exclusivamente a abanicos deltaicos que se desarrollaron en ambos márgenes de la cuenca. Las margas de cuenca de esta unidad contienen asociaciones de foraminíferos planctónicos asignables a la parte alta del Tortonense inferior y a la parte baja del Tortonense superior, subdividiendo el Tortonense mediante el BPA de *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi y Saito).

Dentro de la UTS-III se pueden distinguir dos grupos de arrecifes. Uno está formado por arrecifes costeros, instalados sobre un paleorrelevo originado tras la etapa tectónica intratortoniense que cierra la UTS-II. El otro grupo corresponde a parches arrecifales (*patch-reefs*), generalmente de menores dimensiones, que aparecen asociados a abanicos deltaicos desarrollados en los bordes de la cuenca. Los sedimentos contemporáneos más profundos contienen asociaciones de foraminíferos planctónicos de la parte baja y media del Tortonense superior.

En esta cuenca, como en otras del sector central de la Cordillera Bética, el desarrollo arrecifal se ve precozmente interrumpido por la regresión marina del Tortonense superior, que deja todas estas cuencas desconectadas de las aguas marinas. Sólo en la parte más oriental del corredor, continuó la sedimentación marina durante el Tortonense terminal-Messiniense inferior (UTS-IV), pero no se ha observado ningún arrecife relacionado con esta etapa sedimentaria.

Palabras clave: Arrecifes, Mioceno Superior, Cordillera Bética, Corredor del Almanzora, Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía, Foraminíferos planctónicos, Unidades tectosedimentarias.

INTRODUCCIÓN

Durante el Mioceno Superior, las cuencas perimediterráneas fueron áreas favorables a la proliferación de arrecifes, los cuales aparecen asociados a un desarrollo más general de plataformas clástico-carbonáticas. La espectacularidad que, en ocasiones, alcanzan estos arrecifes ha atraído la atención de numerosos autores en las últimas décadas (Chevalier, 1961; Dabrio, 1975; Esteban, 1979; Dabrio *et al.*; 1981; Saint-Martin y Rouchy, 1990).

Los edificios arrecifales son particularmente abundantes en las cuencas de la Cordillera Bética, (Fig. 1) donde muestran una variabilidad espacio-temporal notable. Así, en las cuencas más directamente relacionadas con el Océano Atlántico (Guadalquivir, Arcos, Ronda, Antequera) no llegan a desarrollarse arrecifes de coral, aunque las plataformas clástico-carbonáticas se extienden por la mayor parte de la superficie de las cuencas. El material resultante, denominado generalmente «caliza tosca», está constituido por acumulaciones de fragmentos de

lamelibrancios (pectínidos y ostreidos muy predominantes), foraminíferos bentónicos (frecuentemente *Heterostegina*), briozoos y algas rodofíceas; en algunos casos, las algas rojas son los componentes predominantes de la roca (cuenca de Ronda, formación Calizas de algas de Las Mesas; Serrano, 1979). Más al Este, en las cuencas del sector central de la Cordillera, se encuentran arrecifes coralinos formando, generalmente, edificios pequeños y aislados, instalados en abanicos deltaicos y en áreas litorales (cuenca de Granada, Alcalá *et al.*, 1988; Braga *et al.*, 1990). Pero estas cuencas quedaron desconectadas de las aguas marinas en el Tortonense superior (previamente a la aparición de *Globorotalia mediterranea* Catalano y Sprovieri) por lo que el desarrollo arrecifal acabó precozmente. En las cuencas más orientales, netamente mediterráneas, aparecen arrecifes tortonienses de características similares a los anteriores, pero los más amplios y mejor desarrollados pertenecen al Messiniense, los cuales llegan a formar barreras, atolones y franjas litorales bastante continuas. Esteban *et al.* (1977) han señalado los rasgos aberrantes

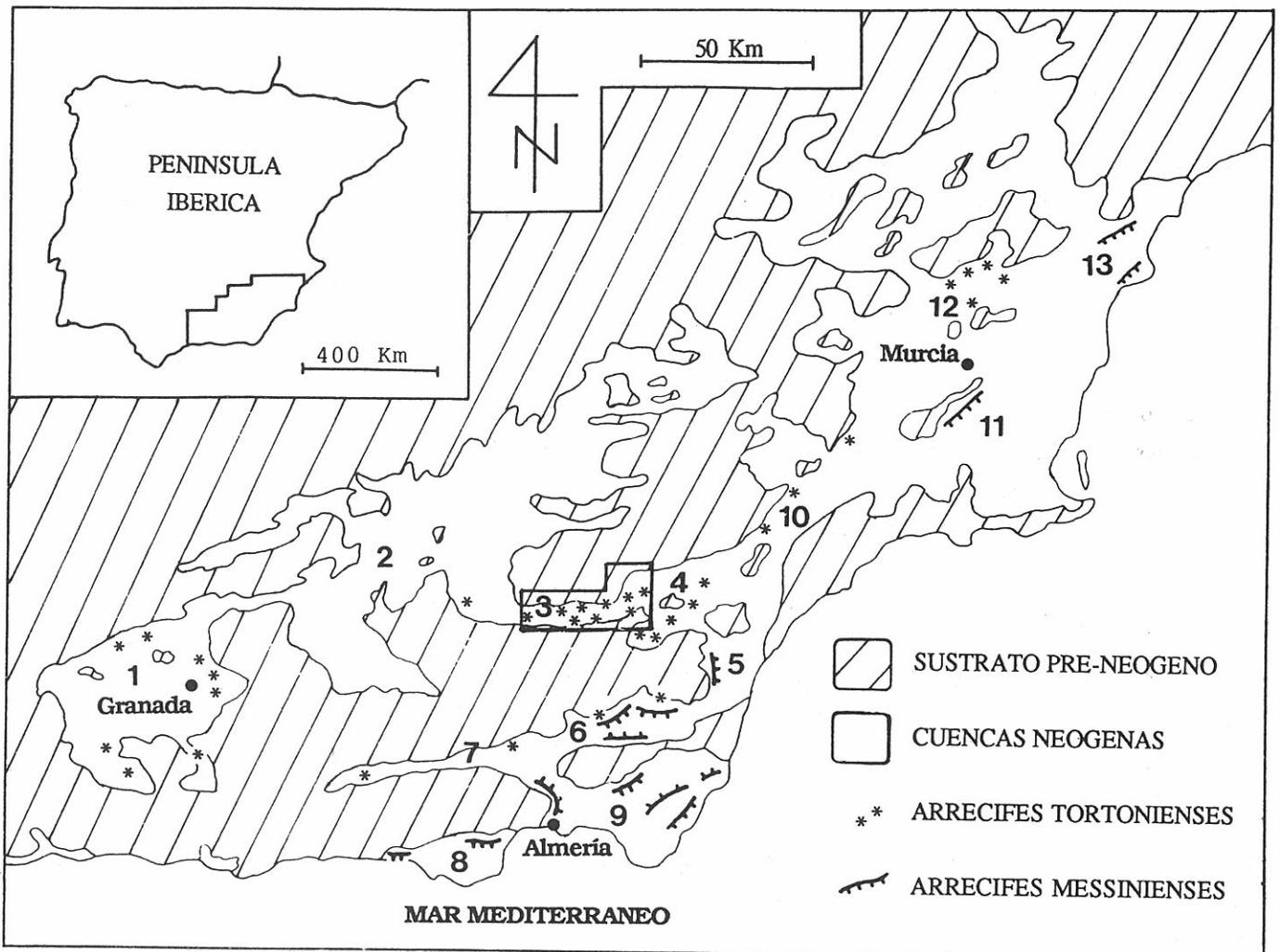


Figura 1. Distribución espacio-temporal de los arrecifes de coral durante el Mioceno superior en el SE de España (basado en Esteban, 1979; Martín *et al.*, 1989 y datos propios). Cuencas neógenas.- 1: Granada; 2: Guadix-Baza; 3: Corredor del Almanzora; 4: Huércal-Overa; 5: Vera; 6: Sorbas-Tabernas; 7: Corredor de Las Alpujarras; 8: Campo de Dalías; 9: Almería-Níjar-Carboneras; 10: Lorca; 11: Campo de Cartagena; 12: Fortuna; 13: Elche-Santa Pola.

de los arrecifes messinienses, caracterizados por el predominio muy neto de *Porites* entre los bioconstructores coralinos y la abundancia de capas estromatolíticas en la última etapa del desarrollo arrecifal. Dabrio y Martín (1978) y Esteban (1979) también han insistido en los rasgos diferenciadores entre los arrecifes tortonienses y messinienses.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, la mayoría de los arrecifes messinienses presentan buenas condiciones para su datación precisa, pues suelen apoyarse parcialmente sobre secuencias estratigráficas pelágicas y muestran transiciones laterales a facies de talud y margas de cuenca con abundantes foraminíferos planctónicos. Entre éstos, la presencia de *G. mediterranea* y el predominio neto de individuos sinistrorsos en el grupo de *N. acostaensis* (cf. Serrano, 1992) indican que los arrecifes se formaron fundamentalmente durante el Messiniense inferior, previo a la crisis de salinidad. Esteban (1979) y Dabrio *et al.* (1981) han señalado que las últimas etapas del desarrollo arrecifal tuvieron lugar contemporáneamente con el depósito de las evaporitas.

Por el contrario, los arrecifes originados durante el Tortoniense son más difíciles de datar con precisión, porque aparecen relacionados con materiales marinos someros y costeros, en los que las asociaciones orgánicas suelen ofrecer un rendimiento

bioestratigráfico mucho más pobre. No es raro, por tanto, que unos mismos edificios en el corredor del Almanzora, hayan sido atribuidos al Tortoniense superior (Montenat, 1977; Esteban, 1979; Voermans *et al.*, 1979; Briend, 1981; Braga y Martín, 1988; Martín *et al.*, 1989), y al Messiniense II-Plioceno (Dabrio y Polo, 1986; 1987).

El objetivo de este trabajo es determinar con precisión la cronología de los arrecifes del corredor del Almanzora a partir de la bioestratigrafía, mediante foraminíferos planctónicos, tanto de series estratigráficas que contienen bioconstrucciones como de secuencias más profundas, correspondientes a cambios laterales de facies de los arrecifes.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DEL CORREDOR DEL ALMANZORA

El corredor del Almanzora (Fig.1) es una depresión neógena estrecha y alargada en dirección Este-Oeste, situada en el Norte de la provincia de Almería, entre las sierras de las Estancias, al Norte y de los Filabres, al Sur. Este corredor de unos 30 Km de longitud y de 4 a 8 Km de anchura, funcionó durante el Tortoniense superior como parte del sistema de estrechos que permitía la comunicación entre las aguas marinas atlánticas y las mediterráneas. En concreto, el canal del

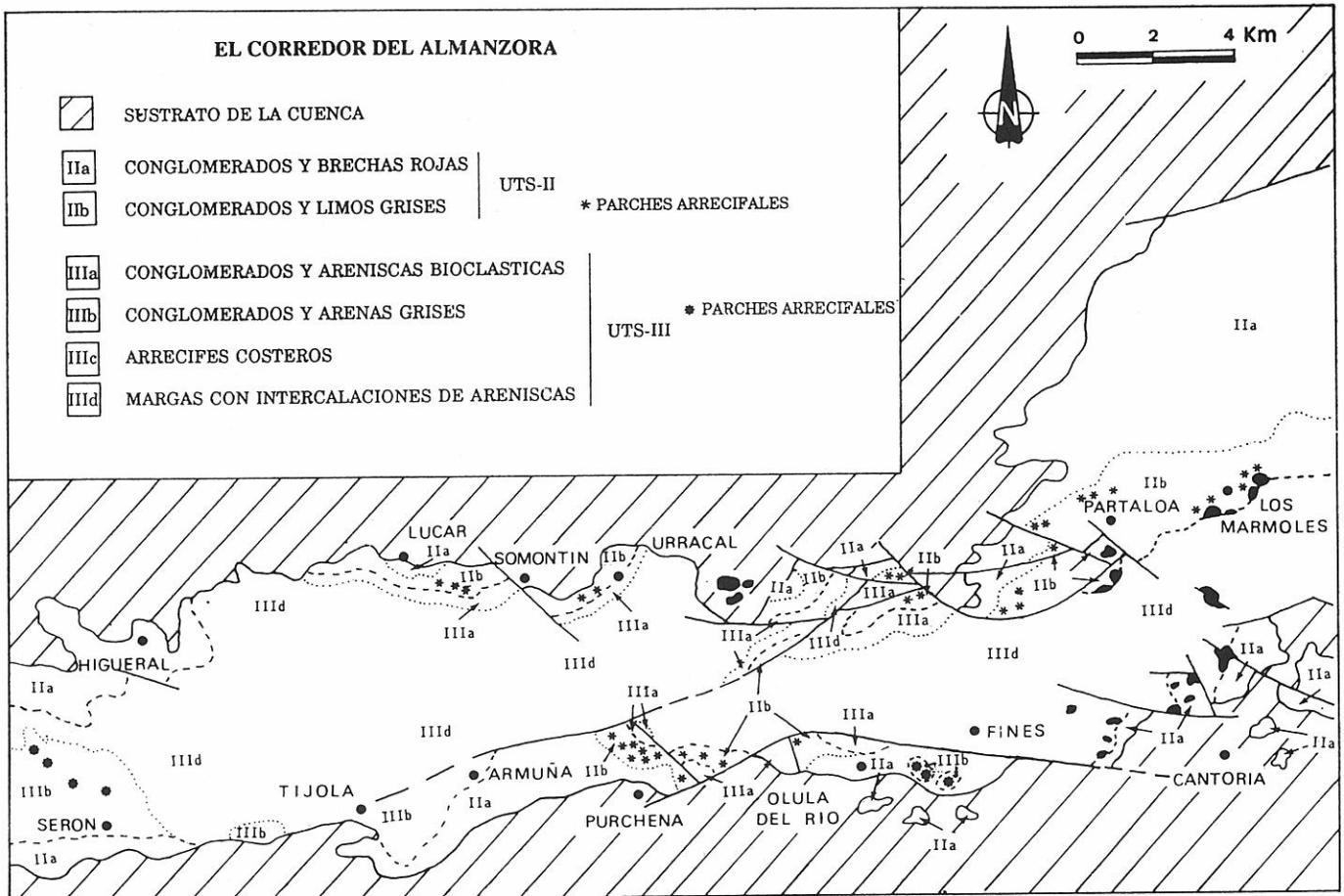


Figura 2. Distribución de las unidades estratigráficas del Mioceno Superior y localización de los arrecifes en el corredor del Almanzora.

Almanzora enlazaba la cuenca de Huércal-Overa, de características netamente mediterráneas, con la cuenca de Guadix-Baza, una amplia depresión del sector central de la Cordillera que muestra una historia sedimentaria independiente de otras más claramente atlánticas o mediterráneas.

El corredor del Almanzora está instalado íntegramente en las Zonas Internas de la Cordillera Bética, sobre materiales del Complejo Alpujárride que afloran en los relieves limítrofes.

En su relleno no se han datado materiales anteriores al Mioceno Superior, de lo que se deduce que se originó, como cuenca sedimentaria, tras la etapa tectónica finiserravallense. En este sentido, cabe señalar que el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride discurre próximo y paralelamente al corredor, por las estribaciones septentrionales de la sierra de las Filabres, lo que parece indicar que existen relaciones genéticas entre ambos. Este contacto ha sido interpretado recientemente como una falla normal de bajo ángulo, originada en un régimen extensional (García Dueñas y Martínez Martínez, 1988). Tres sistemas de fallas de direcciones N70-90E, N120-150E y N10-30E, con movimientos de desgarre y verticales, constituyen los principales rasgos estructurales que han condicionado fuertemente la morfología de la cuenca y sus depósitos (Fig.2).

En lo referente a la estratigrafía existen notables diferencias entre los esquemas propuestos por distintos autores (Martín García, 1972; Dabrio, 1974; Voermans *et al.*, 1979; Braga y Martín, 1988; Dabrio y Polo, 1988). Según nuestras observaciones, dentro del relleno sedimentario del Mioceno Superior se pueden distinguir cuatro conjuntos deposicionales separados por discordancias que resultan de pulsaciones tectónicas y subsecuentes etapas de erosión (Fig. 3); por ello, hemos caracterizado como los conjuntos *UTS I a IV* (unidades tectosedimentarias, *sensu* Megías, 1982) ordenadas según su posición estratigráfica. La discordancia más importante separa las *UTS II* y *III* y es correlacionable con la que se detecta en numerosas cuencas del sector central y oriental de la Cordillera Bética (Montenat, 1977; González Donoso *et al.*, 1980; Ott d'Estevou, 1980; Briend, 1981; Estévez *et al.*, 1982; Rodríguez Fernández, 1982).

De modo general, las unidades tectosedimentarias miocénicas están constituidas por facies predominantemente groseras en los bordes, correspondientes a depósitos de abanicos aluviales, abanicos deltaicos y depósitos marinos muy someros. Hacia el interior de la cuenca, progresivamente se hacen más abundantes los depósitos limosos y margosos, que intercalan frecuentemente niveles de turbiditas. No obstante, en la mayoría de los casos siguen correspondiendo a depósitos poco profundos. Sólo las margas claras de la *UTS-IV*, que afloran en la parte más oriental del corredor (sector de Albox), muestran facies predominantemente pelágicas. En Guerra-Merchán y

Serrano (*en prensa*) se hace una descripción de las características más destacables de estas unidades tectosedimentarias y en la tesis doctoral de uno de nosotros (Guerra-Merchán, 1992) se tratan extensamente.

Sobre los materiales miocénicos, también discordantemente, aún se encuentra un conjunto litológico con morfología tabular (*UTS-V*), que corresponde a la sedimentación plio-cuaternaria, realizada íntegramente en medios continentales.

POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA Y CARACTERÍSTICAS DE LOS ARRECIFES

Las construcciones arrecifales se encuentran en las unidades tectosedimentarias *II* y *III*, asociadas a la sedimentación detrítica somera (Figs. 2 y 3).

La *UTS-II* está constituida por depósitos aluviales (conglomerados y brechas rojas, *IIa*) que pasan lateral y verticalmente a depósitos deltaicos (conglomerados y limos grises, *IIb*) en los que se intercalan arrecifes. Se trata de edificios pequeños, tipo parche (*patch reef*) de 1-2 m de altura y varios cientos de metros de extensión lateral, aunque su tamaño puede aumentar allí donde varias bioconstrucciones conectan entre sí. Los edificios más amplios se encuentran en los alrededores de Purchena y Los Mármoles (Figs. 2 y 3). Otros edificios menores se localizan repartidos por el borde norte, entre Lúcar y Partalao. Los constituyentes principales de las bioconstrucciones son corales y algas rojas. Entre los corales dominan *Porites* y *Tarbellastrea* y, muy localmente, *Platygyra* (Dabrio y Polo, 1986; Braga *et al.*, 1988).

Hacia el centro de la cuenca, los depósitos detríticos deltaicos con parches arrecifales pasan lateralmente a facies de limos y margas con frecuentes foraminíferos planctónicos, a partir de los cuales se han obtenido los resultados bioestratigráficos.

La *UTS-III* está constituida, hacia los márgenes de la cuenca, por depósito de plataforma (conglomerados y areniscas bioclásticas, *IIIa*) y deltaicos (conglomerados y arenas grises, *IIIb*) entre los que se intercalan parches arrecifales de características similares a los de la unidad *II*, pero localizados principalmente en el borde meridional de la cuenca (arrecifes de Serón y de Olula del Río). También se encuentran en la *UTS-III* arrecifes costeros (*IIIc*), generalmente de mayores dimensiones, llegando a desarrollar taludes arrecifales hacia el interior de la cuenca. En general, estos edificios se instalan sobre el paleorrelieve originado en relación con la etapa tectónica intratortoniense que separa las *UTS II* y *III*. Los arrecifes costeros más destacables se localizan entre Urrácal y Los Mármoles, en el borde norte, y entre Fines y Cantoria en el borde sur (Figs. 2 y 3). En ambos tipos de arrecifes, los organismos principales son *Porites* y *Tarbellastrea* y, más localmente, aparecen *Platygyra*, *Siderastraea* y *Palaeoplesiastraea* (Martín *et al.*, 1989). Por el contrario, las algas rojas tienen una participación insignificante en estas bioconstrucciones.

Esta diversidad de depósitos marinos someros cambian lateralmente hacia el interior (en muchos

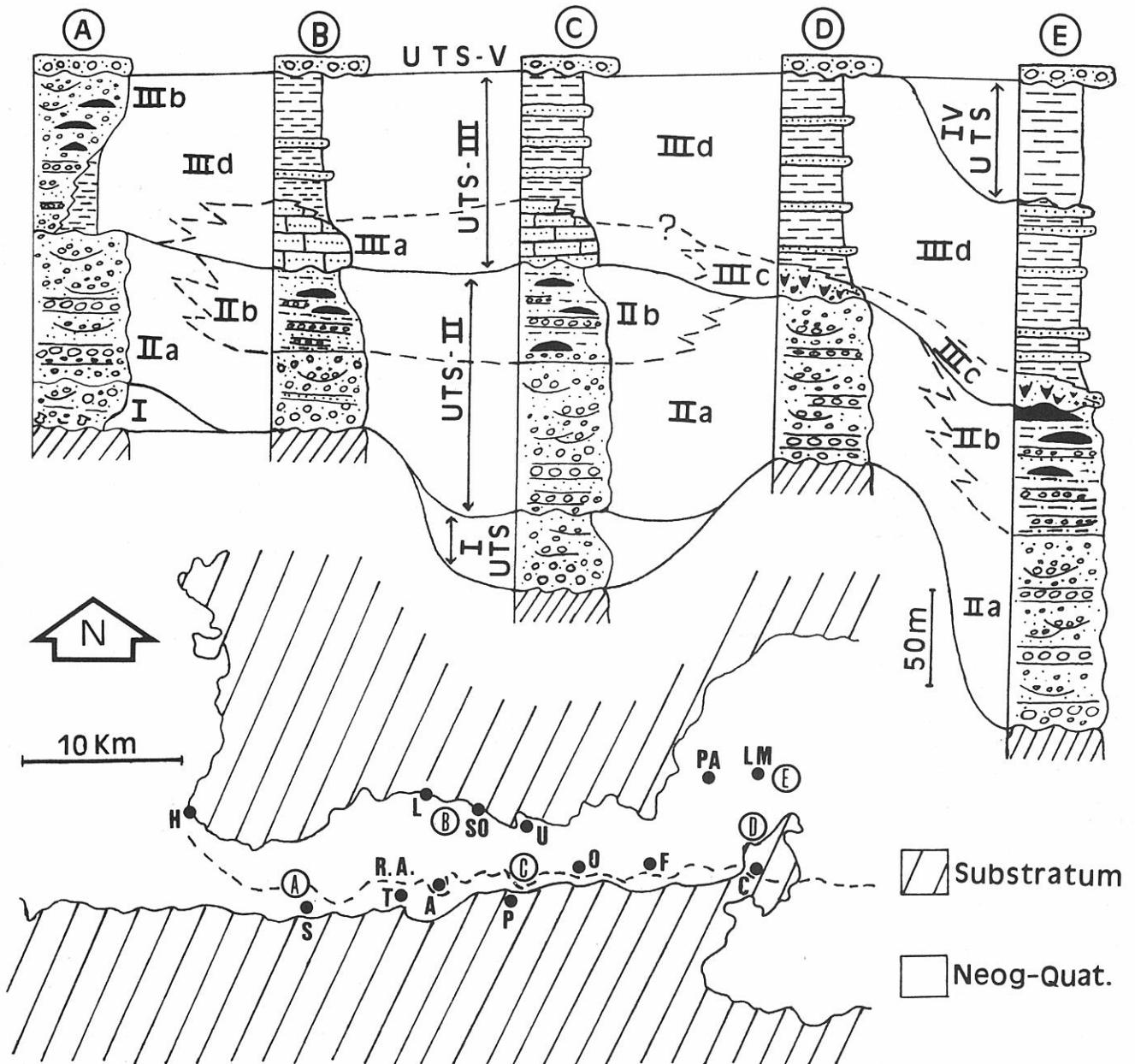


Figura 3. Columnas estratigráficas representativas del relleno sedimentario del corredor del Alanzora y posición de los arrecifes. UTS-I: Conglomerados y arenas con fauna marina a la base; UTS-II: Conglomerados y brechas rojas aluviales (IIa), Conglomerados y limos grises deltaicos con calizas arrecifales (IIb); UTS-III: Conglomerados y arenas bioclásticas marinas someras (IIIa), Conglomerados y arenas grises deltaicas con arrecifes (IIIb), Bioconstrucciones costeras (IIIc), Margas de cuenca con turbiditas (IIId); UTS-IV: Margas pelágicas claras; UTS-V: Materiales continentales plio-cuaternarios.

puntos también verticalmente hacia el techo) a depósitos de cuenca con turbiditas (margas con intercalaciones de areniscas, IIId) en los que abundan los foraminíferos planctónicos, que han permitido establecer la posición cronoestratigráfica de los arrecifes de esta unidad.

En general, los arrecifes presentan una estructura interna constituida por sucesiones cíclicas que se inician con un dominio de la asociación *Porites*/algas rojas (o sólo *Porites*) en un sustrato con abundante limo y terminan con desarrollo dominante de *Tarbellastraea* sin limo. Martín *et al.* (1989) indican que estas sucesiones reflejan una evolución ecológica normal en el desarrollo arrecifal.

Control bioestratigráfico y cronoestratigrafía de los arrecifes

El control bioestratigráfico de los arrecifes se ha realizado sobre la base del esquema biozonal de foraminíferos planctónicos del Mioceno Superior de Serrano (1979), ligeramente modificado. En la Fig. 4, se muestran las correlaciones de esta biozonación con la establecida por Blow (1969) y con la escala cronoestratigráfica. En las correlaciones bio-cronoestratigráficas, el biohorizonte de primera aparición (BPA) de *Globorotalia mediterranea* Catalano y Sprovieri (= *G. conomiozea* Kennet) ha sido generalmente utilizado

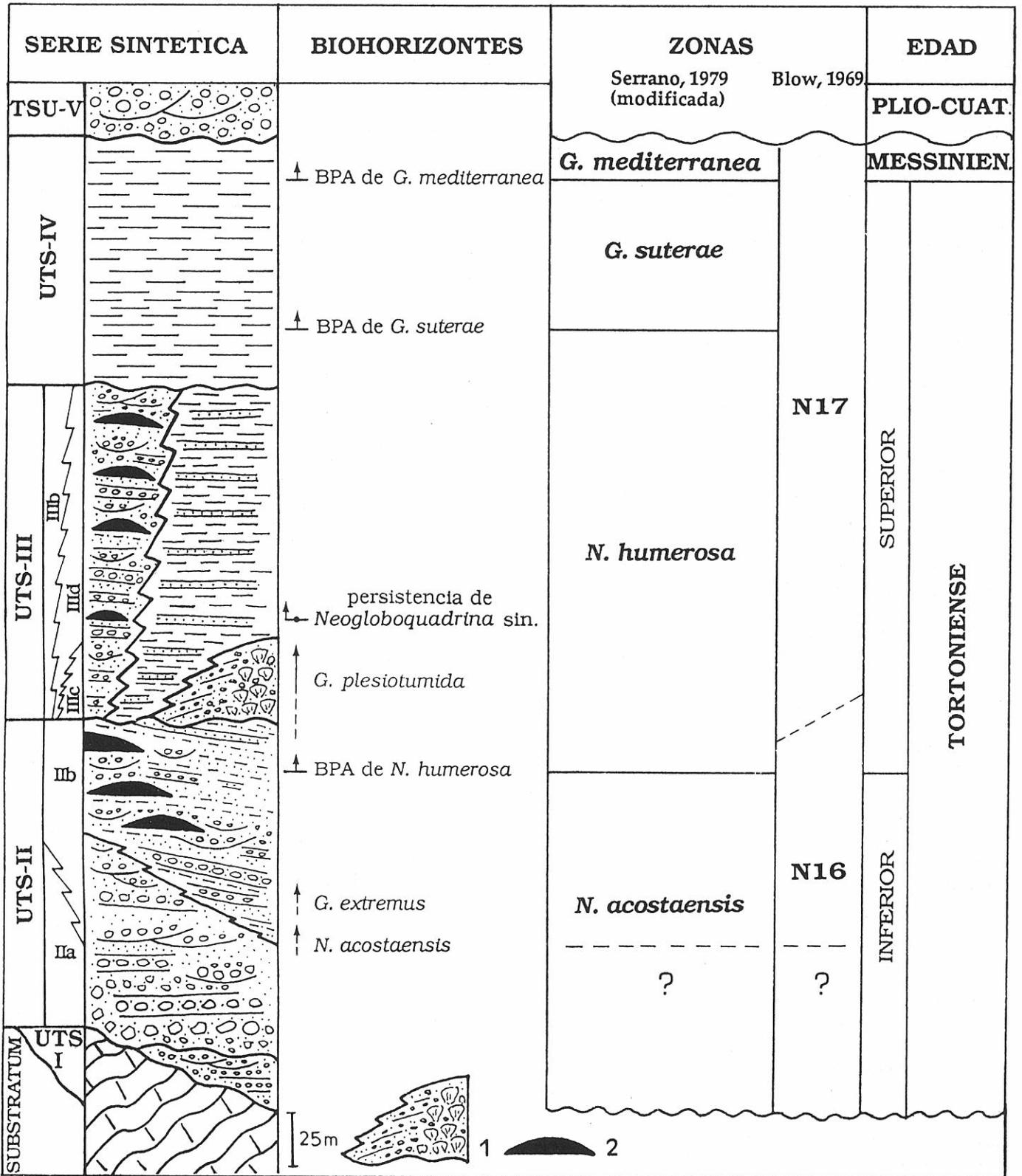


Figura 4. Correlaciones bio-cronostratigráficas. Serie sintética mostrando la extensión cronostratigráfica de los arrecifes y de las Unidades Tectosedimentarias (UTS) miocénicas del corredor del Almanzora. 1: Arrecifes costeros; 2: Arrecifes tipo parche.

para caracterizar el límite entre los pisos Tortoniense y Messiniense (D'Onofrio *et al.*, 1975; Zachariasse, 1975; Serrano, 1979; Iaccarino, 1985, etc.). Las apariciones sucesivas de *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi y Saito) y *Globorotalia suterae* Catalano y Sprovieri permiten

establecer tres zonas tortonienses (Lám. I). Desde el punto de vista cronostratigráfico, hemos utilizado el BPA de *N. humerosa* para subdividir el Tortoniense en dos intervalos (Tortoniense inferior y superior).

El Messiniense puede ser subdividido opcionalmente mediante diferentes bioeventos, tales como el BPA de

Turborotalita multiloba (Romeo) (cf. D'Onofrio *et al.*, 1975) o el BPA de *Globigerinoides elongatus* (d'Orbigny) (cf. Serrano, 1979). Otra opción fácilmente detectable y que parece ofrecer mejores resultados es utilizar el primer cambio de enrollamiento a dextrorso en *Neogloboquadrina* dentro del Messiniense, uno de los signos más claros que anuncian la proximidad de la crisis de salinidad finimiocénica del Mediterráneo.

El corto intervalo de tiempo en el que se inscriben los arrecifes del corredor del Almanzora, ha obligado a tener en cuenta otros bioeventos tortonienses perceptibles en el dominio mediterráneo, a fin de conseguir mayor precisión cronológica. Así, también se han controlado:

– El BPA de *Globigerinoides extremus* Bolli y Bermúdez, previo al de *N. humerosa*. Este bioevento ha sido seleccionado como indicador zonal, fundamentalmente por autores italianos (D'Onofrio *et al.*, 1975; Iaccarino y Salvatorini, 1982).

– Por encima del BPA de *N. humerosa*, se ha tenido en cuenta el BPA de *Globorotalia plesiotumida* Blow y Banner, acompañado de un elenco de morfotipos, asignables a *G. pseudomiocenica* Bolli y Bermúdez, *G. limbata* (Fornasini, ex d'Orbigny) y *G. menardii* form 4 Tjalsma.

– Finalmente, un poco después y previamente al BPA de *G. suterae*, el grupo de *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), que incluye el conjunto de morfotipos *N. continuosa-acostaensis-incompta-humerosa*, adquiere un enrollamiento predominantemente sinistrorso de modo persistente (con anterioridad el grupo se presenta con enrollamiento dextrorso o sinistrorso variable y, en muchos casos, en porcentajes similares). Este bioevento es particularmente interesante, porque se sitúa próximo en el tiempo a la fase tectónica intratortoniense y suele coincidir con una profundización general de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética.

En este esquema bio-cronoestratigráfico se ha intentado situar el desarrollo arrecifal en el corredor del Almanzora (Fig. 4). Los parches arrecifales pertenecientes a la UTS-II se encuentran a diferentes alturas de las secuencias estratigráficas que presentan los depósitos de los abanicos deltaicos. Los sedimentos margosos intercalados, así como los de la parte interna de la cuenca, siguen conteniendo asociaciones de foraminíferos bentónicos indicativos de medios poco profundos (abundancia de *Ammonia*, *Elphidium*, *Florilus*), pero suelen contener también foraminíferos

planctónicos, entre los cuales están presentes *N. acostaensis*, *G. extremus*, *G. gr. menardii* y en la parte alta de las series *N. humerosa* y formas próximas a *G. plesiotumida*. Por otra parte, *Neogloboquadrina* se presenta indistintamente con enrollamiento dextrorso o sinistrorso, variando el predominio de un tipo a otro con relativa frecuencia a lo largo de la serie. De acuerdo con esto, los arrecifes de la UTS-II tienen edades que abarcan la parte alta del Tortoniense inferior (asociación *N. acostaensis* frecuentemente dextrorsa y *G. extremus*) y la parte baja del Tortoniense superior (asociación *G. gr. menardii* y *N. humerosa* con enrollamiento variable).

En la UTS-III, los niveles más bajos de las series presentan asociaciones de foraminíferos planctónicos similares a las del techo de la unidad anterior y, por tanto asignables a la parte baja del Tortoniense superior, lo que quiere decir que la discordancia que separa ambos ciclos no implica una laguna bioestratigráficamente apreciable en el conjunto de la cuenca. Pero, a lo largo de la secuencia estratigráfica, se detecta la aparición de ejemplares típicos de *G. plesiotumida* y un poco más arriba el predominio en el enrollamiento de *Neogloboquadrina* se hace permanentemente sinistrorso de modo muy neto. Por el contrario, no llegan a aparecer ejemplares de *G. suterae* cuyo BPA, así como el de *G. mediterranea*, se detectan en los materiales de la UTS-IV. Así pues, teniendo en cuenta que existen construcciones arrecifales a lo largo de toda la secuencia de la UTS-III, se puede concluir que el desarrollo arrecifal continuó durante la parte media del Tortoniense superior.

CONCLUSIONES

En el Mioceno superior, el corredor del Almanzora constituía un canal estrecho y alargado, con fondo subsidente y flanqueado por relieves altos inestables. Estas condiciones favorecían la llegada masiva de detríticos que se acumulaban principalmente en depósitos de abanicos aluviales, abanicos deltaicos y ambientes marinos someros durante el Tortoniense y el Messiniense inferior. Pulsaciones tectónicas ocurridas durante la etapa miocénica de relleno, permiten diferenciar cuatro conjuntos deposicionales separados por discordancias suaves (unidades tectosedimentarias I a IV).

Durante el depósito de la UTS-II y UTS-III, en las áreas costeras y muy poco profundas se desarrollaron arrecifes, con participación predominante de los corales

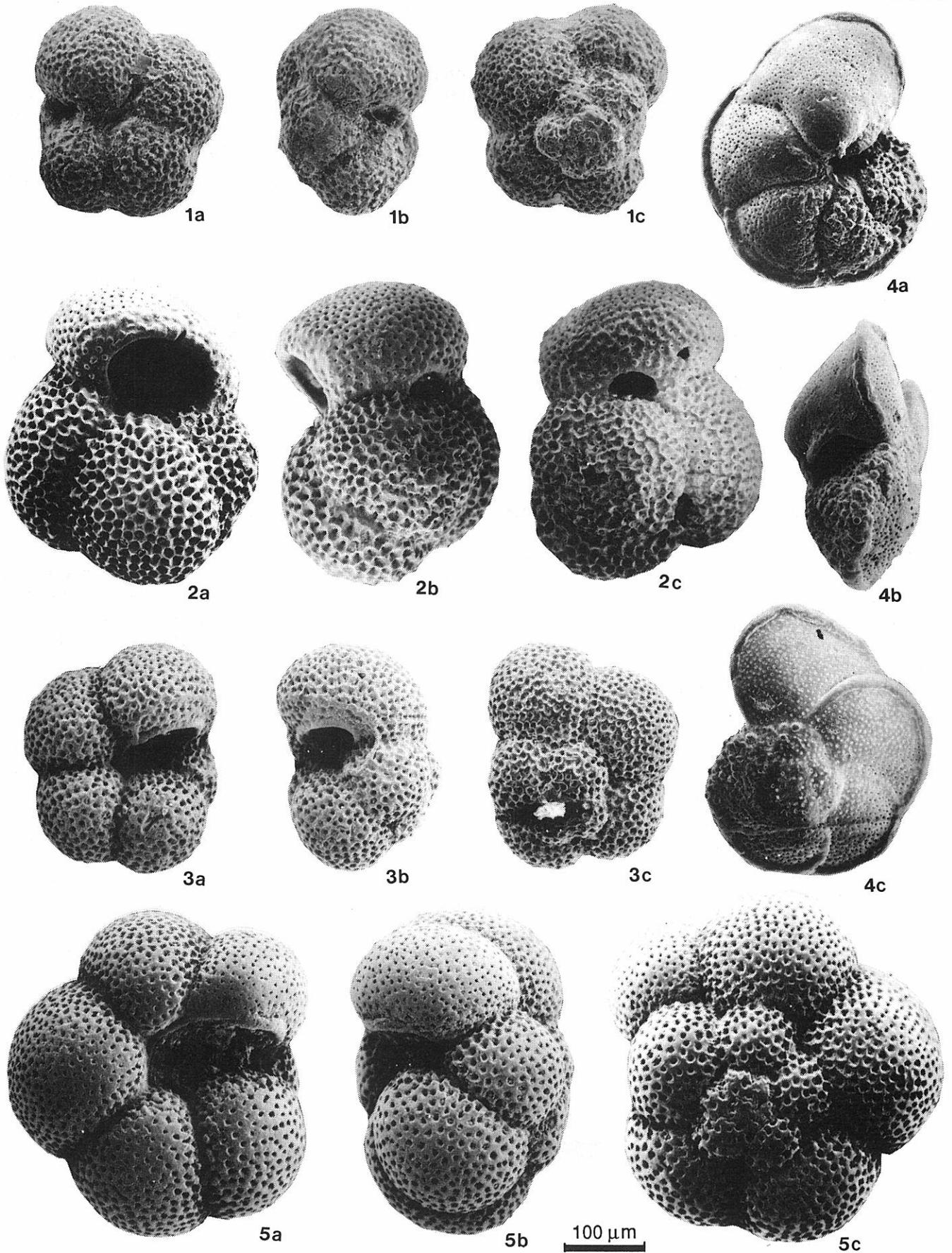
Lámina I

Foraminíferos planctónicos más significativos, procedentes de sedimentos relacionados con los arrecifes del corredor del Almanzora.

- 1 *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), crecimiento dextrorso. UTS-II. Tortoniense inferior.
- 2 *Globigerinoides extremus* Bolli y Bermúdez. UTS-II. Tortoniense inferior (parte alta).

- 3 *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi y Saito), forma poco evolucionada, crecimiento sinistrorso. Niveles inferiores de la UTS-III. Tortoniense superior.
- 4 *Globorotalia plesiotumida* Blow y Banner. UTS-III. Tortoniense superior.
- 5 *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi y Saito). Niveles superiores de la UTS-III. Tortoniense superior.

Lámina I



Porites y *Tarvelastraera* y de algas rodoíceas. En los abanicos deltaicos, la abundante llegada de detríticos origina un medio cambiante que dificulta el crecimiento prolongado de los arrecifes, al tiempo que forma nuevas áreas donde se puede iniciar la bioconstrucción. El resultado es la proliferación de numerosos edificios de pequeño tamaño (tipo parche). Sólo en ambientes costeros protegidos de las avenidas detríticas, logran desarrollarse edificios relativamente amplios, tipo barra costera, durante el depósito de la UTS-III.

Los sedimentos más profundos, relacionados lateral y verticalmente con los depósitos con parches arrecifales y con los arrecifes costeros, contienen foraminíferos planctónicos que permiten controlar la cronoestratigrafía. Sobre esta base se concluye que:

– Los arrecifes pertenecientes a la UTS-II se originaron durante la parte final del Tortoniense inferior y la primera parte del Tortoniense superior.

– El crecimiento de arrecifes continuó durante el depósito de la UTS-III, en un lapso de tiempo correspondiente a la parte baja y media del Tortoniense superior.

El final del depósito de la UTS III está relacionado con la retirada del mar de las cuencas del sector central de la Cordillera, interrumpiendo el desarrollo arrecifal en estas áreas. El sector occidental del corredor del Almanzora es afectado por este proceso, en tanto que el sector más oriental sigue un comportamiento similar a las cuencas netamente mediterráneas, quedando cubierto por las aguas marinas durante la parte final del Tortoniense superior y el Messiniense inferior (UTS-IV). Contrariamente a lo que ocurre en la mayoría de estas cuencas, no se han observado arrecifes ligados a la última etapa marina miocénica en el corredor del Almanzora. Si éstos llegaron a originarse han sido posteriormente erosionados o están cubiertos por sedimentos continentales más recientes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Dirección General de Investigación Científica y Técnica de España (Proyecto 398-CO2-02) y por la Junta de Andalucía (Grupos de Investigación 4085 y 4039).

BIBLIOGRAFÍA

- Alcala, B., Braga, J. C. y Martín, J. M. 1988. Arrecifes ligados a abanicos deltaicos en la Depresión de Granada. *II Congreso Geológico de España*, **1**, 7-10.
- Blow, W. H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils Geneva, 1967*, **1**, 199-422.
- Braga, J. C. and Martín, J. M. 1988. Neogene coralline-Algal growth forms and their palaeoenvironments in the Almanzora river valley (Almería, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **67**, 285-303.
- Braga, J. C., Martín, J. M. and Alcala B. 1990. Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, southern Spain). *Sedimentary Geology*, **66**, 135-150.
- Braga, J. C., Martín, J. M. y Rivas, P. 1988. Paleogeografía y desarrollo arrecifal durante el Tortoniense superior en el Corredor del Río Almanzora (Almería, España). *II Congreso Geológico de España*, **1**, 51-54.
- Briend, M. 1981. Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huercal-Overa (Cordilleres bétiques orientales, Espagne). *Documents et Travaux, Institut Géologique Albert de Lapparent, París*, **4**, 208 pp.
- Chevalier, J. P. 1961. Recherches sur les Madréporaires et les formations recifals miocenes de la Méditerranée occidentale. *Memoires de la Société Géologique de France*, **93**, 562 pp.
- Dabrio, C. J. 1974. Los niveles arrecifales del Neógeno de Purchena (SE Cordilleras Béticas). *Cuadernos de Geología, Universidad de Granada*, **5**, 79-88.
- Dabrio, C. J. 1975. La sedimentación arrecifal neógena en la región del río Almanzora. *Estudios Geológicos*, **31**, 285-296.
- Dabrio, C. J., Esteban, M. and Martín, J. M. 1981. The coral reef of Níjar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería province, SE Spain. *Journal Sedimentary Petrology*, **51**, 521-539.
- Dabrio, C. J. y Martín, J. M. 1978. Los arrecifes messinienses de Almería (SE de España). *Cuadernos de Geología, Universidad de Granada*, **8-9**, 83-100.
- Dabrio, C. J. y Polo, M. D. 1986. Modelos arrecifales neógenos de la depresión del río Almanzora (Almería). *Geocaceta*, **1**, 31-33.
- Dabrio, C. J. and Polo, M. D. 1987. Mio-Pliocene patch-reef development and sequences in the Almanzora River basins (Almería, SE Spain). *Abstracts, International Association Sedimentology, 8th. Regional Meeting, Tunis*, 179.
- Dabrio, C. J. and Polo, M. D. 1988. Late Neogene fan deltas and associated coral reefs in the Almanzora Basin, Almería Province, Southeastern Spain. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. (Eds. W. Nemeč and R. J. Steel), 354-367.
- D'Onofrio, S., Giannelli, L., Iaccarino, S., Morlotti, E., Romeo, M., Salvadorini, G., Sampo, M. and Sprovieri, R. 1975. Planktonic foraminifera from some Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **14**, 177-196.
- Esteban, M. 1979. Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **29**, 169-182.
- Esteban, M., Clavet, F., Dabrio, C. J., Baron, A., Giner, J., Pomar, L. and Salas, R. 1977. Aberrant features of the Messinian coral reefs, Spain. *Messinian Seminar 3, Abstracts*, Málaga, 5 pp.
- Estévez, A., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. 1982. Evidencia de una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, **38**, 55-60.

- García-Dueñas, V. y Martínez Martínez, J. M. 1988. Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despegue Extensional de Filabres (Béticas Orientales). *Geogaceta*, **5**, 53-55.
- González-Donoso, J. M., Rodríguez-Fernández, J., Serrano, F. y Vera, J. A. 1980. Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortonense de Montefrío (Granada). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)*, **78**, 101-111.
- Guerra-Merchán, A. 1992. *Origen y relleno sedimentario de la cuenca neógena del Corredor del Almanzora y áreas limítrofes (Cordillera Bética)*. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 345 pp. (inédita)
- Guerra-Merchán, A. and Serrano, F. (en prensa). Tectosedimentary setting and chronostratigraphy of the neogene reefs in the Almanzora corridor (Betic Cordillera, Spain). *Geobios*.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G. 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 pp.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1157-1166.
- Iaccarino, S. 1985. Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In: *Plankton Stratigraphy*. (Eds. H. Bolli, J. Saunders and K. Perch-Nielsen). Cambridge University Press, 283-314.
- Iaccarino, S. and Salvatorini, G. 1982. A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. *Paleontologic and Stratigraphic Evolution*, **2**, 115-125.
- Martín García, L. 1972. Estudio litoestratigráfico del Neógeno-Cuaternario del Valle del Almanzora (sector Serón-Puchena). *Cuadernos de Geología, Universidad de Granada*, **3**, 121-132.
- Martín, J. M., Braga, J. C. and Rivas, P. 1989. Coral successions in Upper Tortonian reefs in SE Spain. *Lethaia*, **22**, 271-286.
- Megías, A. G. 1982. Introducción al Análisis Tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congreso Latino-americano de Geología, Actas*, **1**, 385-402.
- Montenat, C. 1977. Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia. Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. *Documents des Laboratoires Géologiques de la Faculté des Sciences de Lyon*, **69**, 345 pp.
- Ott d'Estevou, P. 1980. Evolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Thèse Science. Documents et Travaux, Institut Géologique Albert de Lapparent, Paris*, **1**, 264 pp.
- Rodríguez-Fernández, J. 1982. El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Doctoral. Publicaciones de la Universidad de Granada*, **379**, 224 pp.
- Saint-Martin, J. P. et Rouchy, J. M. 1990. Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale: leur importance por la reconstituion des variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**, 83-94.
- Serrano, F. 1979. *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral. Publicaciones de la Universidad de Málaga, 272 pp.
- Serrano, F. 1992. Biostratigraphic control of Neogene volcanism in Sierra de Gata (South-East Spain). *Geologie en Mijnbouw*; **71**, 3-14.
- Voermans, F. M., Martín García, L. y Gómez Prieto, J. A. 1979. *Mapa Geológico de España, E.1:50.000, Hoja 23-40 (Cantoria)*, Instituto Geológico y Minero de España, Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria, 51 pp.
- Zachariasse, W. J. 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, **11**, 171 pp.