EVOLUCION SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFICA DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR EN EL BORDE NORTE DE LA CUENCA DE GUADIX, CORDILLERA BETICA CENTRAL

J. M. Soria Mingorance *

RESUMEN

La aplicación de la estratigrafía secuencial al registro estratigráfico del Mioceno superior en el borde Norte de la Cuenca de Guadix ha permitido separar cuatro secuencias deposicionales. Estas representan sucesivos momentos en la evolución sedimentaria y paleogeográfica del área estudiada. La primera secuencia deposicional (Tortoniense inferior y superior *pro parte*) representa la sedimentación en el margen meridional del Estrecho Norbético, en condiciones de plataforma marina y de talud. Las dos siguientes (Tortoniense superior) se depositaron en el ámbito de la Cuenca de Guadix, con ambientes marinos de plataforma somera y de cuenca pelágica. La cuarta y última (Turoliense superior-Ventiense) se depositó tras la retirada del mar de la Cuenca de Guadix, con depósitos continentales aluviales s.l.

Palabras clave: Secuencias deposicionales, sistemas deposicionales, Mioceno superior, Cuenca de Guadix, Cordillera Bética.

ABSTRACT

The sequence stratigraphy of the upper Miocene in the northern border of the Guadix basin allows to separate four depositional sequences. These records succesive sedimentary and paleogeographic episodes in the evolution of the studied area. The first depositional sequence (lower and upper Tortonian, *pro parte*) represent the shelf and slope marine sedimentation on the southern edge of the North-betic Strait. The two following sequences (upper Tortonian), with plattform and pelagic basin environments, are deposited within the marine Guadix basin. The last sequence (upper Turolian-Ventian) is recorded by alluvial deposits after the continentalization of the Guadix basin.

Key words: Depositional sequences, depositional systems, upper Miocene, Guadix basin, Betic Cordillera.

Introducción

Las recientes investigaciones realizadas en el borde Norte de la Cuenca de Guadix han puesto de manifiesto la existencia de sucesiones donde está representado el Mioceno superior completo, tanto con facies marinas como continentales. El presente trabajo se ha centrado en el análisis estratigráfico-secuencial de todas las unidades del Mioceno superior, precisando sus facies, relaciones mutuas, interpretación sedimentaria y reconstrucción paleogeográfica.

Contexto geológico regional del área estudiada

El área que abarca el borde Norte de la Cuenca de Guadix se sitúa en las Zonas Externas del sector central de la Cordillera Bética (fig. 1a). Están representados dos grandes dominios de significación regional (fig. 1b): la Zona Subbética (o Subbético) y la Zona Prebética (o Prebético), ambos integrados por diversas unidades con entidad estratigráfica y tectónica propia cuya edad comprende desde el Trías hasta el Mioceno inferior (Comas, 1978; Foucault,

^{*} Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante. Apdo. Correos 99 - Alicante.



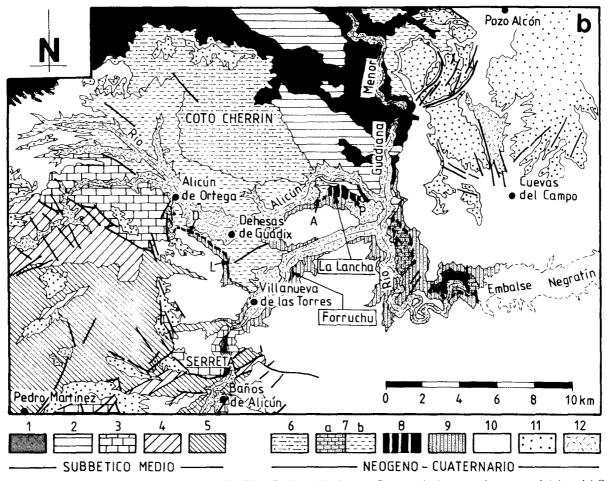


Fig. 1.—a: Localización del área estudiada en la Cordillera Bética. 1: Neógeno y Cuaternario (en negro las rocas volcánicas del Cabo de Gata); 2. Olistostroma del Guadalquivir; 3: Zonas Internas; 4: Complejo del Campo de Gibraltar; 5: Subbético; 6: Prebético; 7: Dominio Ibérico. b: Cartografía geológica del área (Soria, 1993). 1: Trías «germano-andaluz»; 2: Unidad Olistostrómica del Guadiana Menor, Cretácico-Paleógeno; 3: Unidad del Mencal, Jurásico-Cretácico; 4: Olistostromas y turbiditas, Cretácico-Eoceno; 5: Turbiditas y microcoditas, Paleoceno-Aquitaniense inferior; 6: Secuencia deposicional MS-II, a: sistema deposicional de plataforma, b: ídem de cuenca; 8: Secuencia deposicional MS-III. P: sistema deposicional de plataforma, L: ídem litoral, D: ídem de delta, A, ídem de arrecife; 9: Secuencia deposicional MS-IV, sistemas deposicionales de abanico aluvial y de llanura lutítica: 10: Unidades del Plioceno al Pleistoceno medio; 11: Glacis de colmatación, Pleistoceno superior: 12: Aluviales y depósitos recientes.

1971). Todas estas unidades forman parte del paleomargen de las Zonas Externas, también conocido como Paleomargen Sudibérico (Comas y García Dueñas, 1988). Independientemente de las anteriores se presentan las unidades neógenas y cuaternarias (fig. 1b). Las más antiguas están constituidas por materiales marinos de edad comprendida entre el Burdigaliense y el Tortoniense inferior (Soria, 1993), depositadas en un dominio paleogeográfico conocido como Estrecho Norbético. Las más modernas están representadas por materiales marinos durante el Tortoniense superior (Vera, 1970; López Garrido y Vera, 1974; entre otros) y continentales desde el Turoliense superior (Soria y Ruiz Bustos, 1992) hasta finales del Cuaternario (Casas et al., 1975). Estas últimas forman en conjunto el relleno de la Cuenca de Guadix, una de las cuencas intramontañosas más características de la Cordillera Bética.

Antecedentes

La primera referencia sobre la existencia de materiales del Mioceno superior en el área estudiada fue aportada por Vera (1970), quien diferenció cartográficamente los afloramientos de margas y calcarenitas marinas situados en los sectores de Dehesas de Guadix y del Negratín. Foucault (1971) separó también otros afloramientos de facies similares e igual edad en el río Guadiana Menor al Oeste de Pozo Alcón. Posteriores estudios (López Garrido y Vera, 1974; Estévez et al., 1976; Rodríguez Fernández, 1982) precisaron aspectos estratigráficos y/o tectónicos de los afloramientos antes señalados. No es hasta los trabajos de García Aguilar (1986) y de Fernández y Soria (1988) cuando se hace referencia a materiales continentales del Mioceno superior en el área estudiada, justificando su edad sólo por criterios de posición estratigráfica. La primera datación del Mioceno superior en los materiales continentales fue realizada por Sesé (1989), quien describió una asociación de micromamíferos característica de la zona MN13 en los yacimientos de Pino Mojón a y b, ambos situados en el sector del Negratín. Por último, Soria y Ruiz Bustos (1992) descubren en las proximidades al río Guadiana Menor el vacimiento de Salinas, que presenta una asociación de micromamíferos de la zona MN12. Según tales autores, dicho yacimiento permite datar los primeros materiales depositados en la Cuenca de Guadix tras su continentalización.

Organización estratigráfica

El registro estratigráfico del borte Norte de la Cuenca de Guadix puede ser separado en cuatro uni-

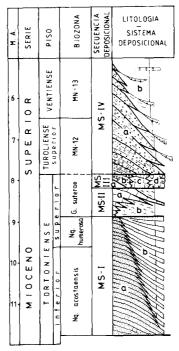


Fig. 2.—Serie estratigráfica general del Mioceno superior en el borde Norte de la Cuenca de Guadix. Secuencias deposicionales y sistemas deposicionales. MS-I: Mioceno superior-I; a: areniscas (plataforma), b: areniscas y margas (talud); MS-II: Mioceno superior-II, a: calcarenitas (plataforma), b: margas (cuenca); MS-III: Mioceno superior-III, a: arenas (litoral), b: conglomerados (delta), c: calcarenitas (plataforma), d: corales (arrecife); MS-IV: Mioceno superior-IV, a: conglomerados (abanico aluvial); b: lutitas (llanura lutítica).

dades limitadas por discontinuidades (figs. 1 y 2). Estas unidades son definidas como secuencias deposicionales (en el sentido de Mitchum et al., 1977) y sus límites representan eventos tectono-sedimentarios mayores en la evolución geodinámica del área estudiada. Dentro de cada una de las secuencias deposicionales pueden diferenciarse diferentes sistemas deposicionales o conjuntos tridimensionales de litofacies genéticamente relacionados con ambientes sedimentarios (Fisher y McGowen, 1967).

Para la localización precisa en el tiempo de las secuencias deposicionales han sido utilizadas diferentes escalas bioestratigráficas (fig. 2). Los materiales marinos de las tres primeras secuencias deposicionales han sido datados mediante foraminíferos planctónicos, aplicando la biozonación local de Serrano (1979), quien establece dentro del Tortoniense tres subzonas (desde la más baja): Neogloboquadrina (o Turborotalia) acostaensis, Neogloboquadrina (o Turborotalia) humerosa y Globorotalia suterae. Los materiales continentales de la cuarta y última secuencia deposicional se han datado por micromamíferos, referenciando su edad con las biozonas MN12 y MN13 de Mein (1976), equivalentes, respectivamente, al

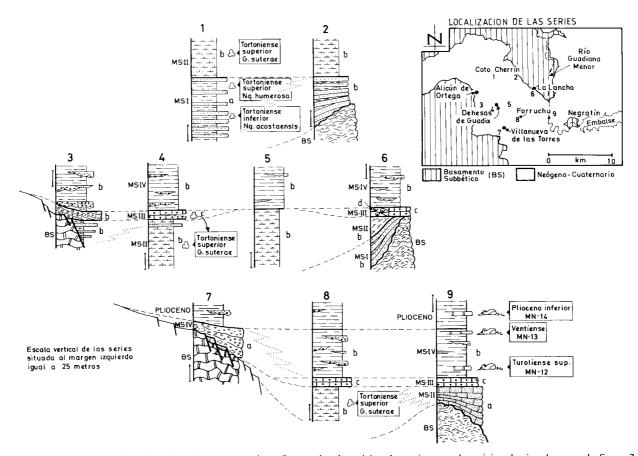


Fig. 3.—Series estratigráficas locales más representativas. Secuencias deposicionales y sistemas deposicionales igual que en la figura 2.

Turoliense superior y al Ventiense (Ruiz Bustos, 1990).

A continuación se describen, comenzando por la más antigua, las cuatro secuencias deposicionales del Mioceno superior con sus respectivos sistemas deposicionales.

Secuencia deposicional Mioceno superior-I (MS-I)

Esta unidad presenta una potencia de 300 m. Su principal afloramiento se localiza en las posiciones más septentrionales de la Cuenca de Guadix, en concreto en el lugar conocido como Coto Cherrín (fig. 1).

Su límite inferior coincide con una discordancia erosiva bajo la que se encuentran materiales del basamento subbético. La geometría basal de los cuerpos que integran la unidad MS-I, respecto al citado basamento, muestra un dispositivo de solapamiento (on lap) expansivo proximal. El límite superior está representado por una superficie de paraconformidad

sobre la que se superpone la siguiente secuencia deposicional MS-II.

La edad se ha determinado por foraminíferos planctónicos como Tortoniense inferior (zona de *Neogloboquadrina acostaensis*) y Tortoniense superior *pro parte* (zona de *Neogloboquadrina humerosa*).

A partir de las asociaciones de facies se pueden diferenciar dos sistemas deposicionales que cambian lateralmente entre sí. El primero, situado en la parte Este del Afloramiento de Coto Cherrín, con facies de plataforma marina somera, y el segundo, localizado al Oeste del anterior, con facies de talud (figs. 3 y 4).

El sistema deposicional correspondiente a la plataforma marina somera (fig. 4) está representado por una asociación de areniscas (en volumen dominante), lutitas y conglomerados. Las areniscas (grainstone-packstone) están compuestas (en orden de abundancia) por fragmentos de rocas carbonáticas procedentes del basamento subbético, fragmentos de cuarzo y de rocas metamórficas procedentes de las Zo-

nas Internas que afloran en el borde Sur de la Cuenca de Guadix, bioclastos (algas rojas, lamelibranquios, briozoos, equinodermos y foraminíferos planctónicos) y matriz lutítica parcialmente reemplazada por cemento de calcita espática. En relación con las estructuras sedimentarias que muestran las areniscas, se reconocen tres tipos principales: estratificación cruzada planar en sets de escala métrica originados por dunas subacuáticas (sand waves), estratificación flaser (trenes de ripples de corriente decimétricos con intercalaciones discontinuas de lutitas entre ellos) y estratificación lenticular (lutitas con ripples de corriente de pequeña escala aislados en su interior). Estos tres tipos de estructuras sedimentarias se relacionan, respectivamente, con ambientes de plataforma interna, plataforma media y plataforma externa. Las lutitas que alternan con las areniscas presentan una composición arcilloso-margosa, con una elevada contaminación terrígena y aspecto masivo o ligeramente laminado. Los conglomerados están constituidos por cantos carbonáticos procedentes del basamento subbético, se presentan en bancos lenticulares de muro erosivo de 1 a 3 m de espesor con secuencias positivas y estructuras de acrección lateral típicas de relleno de canales sinuosos. A partir de la distribución de las facies de conglomerados canalizados, en relación con las de areniscas, se deduce que tales canales recorrerían desde la plataforma interna hasta la plataforma externa.

El sistema deposicional correspondiente al talud (fig. 4) está representado por una alternancia rítmica de lutitas y areniscas en bancos de 10 a 150 cm de espesor. Las lutitas muestran una composición similar a las descritas en el anterior sistema deposicional, con la salvedad de la aparición de bancos de 1 m de potencia máxima constituidos por laminitas silíceas muy ricas en diatomeas y silicoflagelados. Las areniscas (grainstone-packstone) presentan una composición también parecida a las descritas anteriormente, pero sus estructuras sedimentarias son marcadamente diferentes. Un análisis detallado de éstas permite diferenciar dos tipos de secuencias. El primer tipo consiste en turbiditas con secuencias de Bouma completas (Ta-d) e incompletas (Ta-c) generadas por corrientes de turbidez. El segundo tipo está representado por turbiditas sin secuencias de Bouma bien definidas. Dentro de este segundo tipo, en unos casos los bancos de areniscas se presentan con estructuras almohadilladas (pillow structures) y laminación distorsionada (convolute lamination), depositados por flujos fluidificados-licuefactados (fluidized-liquefied flows, según Middleton y Hampton, 1973). En los otros casos, los bancos de areniscas se muestran masivos o con estructuras de corriente en su interior y abundantes marcas de tracción (groove marks) a la base, genéticamente ligados a flujos de granos (grain

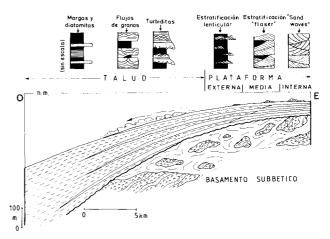


Fig. 4.—Esquema sedimentario de la secuencia deposicional Mioceno superior-I (MS-I).

flows en el sentido de Middleton y Hampton, op. cit.).

Secuencia deposicional Mioceno superior-II (MS-II)

Esta unidad aflora con extensión, facies y potencia diferentes en varios puntos del área estudiada (figs. 1 y 3). Las características de sus límites inferior y superior varían en cada uno de los afloramientos. El afloramiento más extenso se sitúa en Dehesas de Guadix, con una potencia aproximada de 150 m y donde las litofacies dominantes son margas con abundantes foraminíferos planctónicos que han permitido datar esta unidad como Tortoniense superior (subzona de Globorotalia suterae). En este caso, el límite inferior de la unidad MS-II es una superficie de paraconformidad, bajo la que se encuentra la unidad MS-I; el límite superior es también otra superficie de paraconformidad sobre la que se disponen, según los puntos, las unidades MS-III y MS-IV. Otros afloramientos menores en extensión y con potencias de 50 m como máximo se localizan en las proximidades de Villanueva de las Torres y en el sector del río Guadiana Menor-Negratín, donde la unidad MS-II se presenta con litofacies de calcarenitas bioclásticas. El límite inferior es en ambos afloramientos una superficie de discordancia erosiva, bajo la que se encuentran materiales del basamento subbético. El límite superior coincide, bien con una superficie de discordancia erosiva sobre la que se dispone la unidad MS-IV (Villanueva de las Torres) o bien con una superficie de paraconformidad sobre la que se superpone la unidad MS-III (sector del río Guadiana Menor-Negratín).

Las diferencias de litofacies, ya esbozadas en el párrafo anterior, permiten separar dos sistemas de-

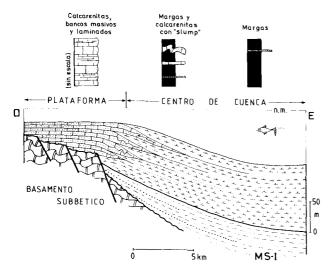


Fig. 5.—Esquema sedimentario de la secuencia deposicional Mioceno superior-II (MS-II).

posicionales (figs. 3 y 5). Uno constituido por depósitos margosos de centro de cuenca y otro integrado por calcarenitas de plataforma marina somera.

En el sistema deposicional de centro de cuenca (fig. 5), las litofacies dominantes son margas masivas o con laminación paralela de escala milimétrica. Estas presentan abundantes foraminíferos planctónicos y en porcentajes menores espículas de equinodermos, dentalium, ammonias, escamas de peces y lamelibránquios. En la parte alta de la unidad se presentan estratos de 10 a 50 cm de espesor de calcarenitas bioclásticas (grainstone) con abundantes organismos marinos someros. Tales estratos están a menudo deformados por slumps y se organizan en una secuencia estratocreciente hacia el techo. Se interpreta este sistema deposicional como depósitos generados en el centro de una cuenca marina dominada por sedimentación pelágica. Eventualmente se incorporarían a los depósitos pelágicos vertidas clásticas de origen gravitacional procedentes de áreas marinas someras advacentes.

En el sistema deposicional de plataforma marina somera (fig. 5) se presentan exclusivamente facies de calcarenitas bioclásticas (grainstone-packstone) bien estratificadas en bancos de 30 a 150 cm de espesor. Desde el punto de vista de su composición los litoclastos mayoritarios son fragmentos de rocas carbonáticas subbéticas y, en menor proporción, cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas de las Zonas Internas. Los bioclastos, que aparecen en contenido similar al de los litoclastos, son gruesos fragmentos de lamelibránquios, briozoos, balanus, equinodermos, foraminíferos bentónicos, dientes de peces y algas rojas. Todos estos elementos se encuentran soportados

por una matriz arenosa de grano fino de la misma composición que la de los clastos. Las estructuras sedimentarias son poco abundantes: los estratos suelen presentarse masivos o con una laminación paralela pobremente desarrollada. Esta asociación de facies estaría genéticamente relacionada con una plataforma marina somera, de elevada producción orgánica y con una influencia mayoritaria de los aportes terrígenos del basamento subbético.

Secuencia deposicional Mioceno superior-III (MS-III)

Igualmente que ocurría con la anterior unidad, ésta presenta varios afloramientos dispersos en el área estudiada, localizados desde Alicún de Ortega hasta el sector del río Guadiana Menor-Negratín (fig. 1). Su potencia es siempre inferior a 20 m y sus facies marinas someras o de transición en todos los afloramientos (fig. 3).

Su límite inferior coincide en la mayoría de los puntos con una superficie de paraconformidad, bajo la que subyacen los materiales terminales de la unidad MS-II. En casos menos frecuentes este límite inferior se presenta como una discordancia erosiva, bajo la que se encuentra tanto la unidad MS-I como el basamento subbético. El límite superior está representado por una superficie de paraconformidad sobre la que reposa la unidad MS-IV, última secuencia deposicional del Mioceno superior en el borde Norte de la Cuenca de Guadix.

La edad ha sido determinada por foraminíferos planctónicos como Tortoniense superior alto (subzona de *Globorotalia suterae*).

Las diferentes asociaciones de litofacies permiten diferenciar cuatro sistemas deposicionales genéticamente relacionados con diferentes ambientes marinos someros y de transición. Estos son los siguientes: calcarenitas bioclásticas y calizas de plataforma marina somera, arenas y gravas de litoral, conglomerados de delta y corales de arrecife (figs. 3 y 6).

El sistema deposicional de plataforma marina somera (afloramientos de Forruchu y del sector del río Guadiana Menor-Negratín, entre otros) está representado por facies dominantes de calcarenitas (grainstone-packstone) y de calizas (mudstone-wackestone) con carácter minoritario. En las calcarenitas los litoclastos son fragmentos tanto de rocas carbonáticas subbéticas como de rocas metamórficas de las Zonas Internas. Los bioclastos, equivalentes en su contenido a los litoclastos, son fragmentos de briozoos, algas rojas, equinodermos, braquiópodos, lamelibránquios, foraminíferos bentónicos y foraminíferos planctónicos. Como estructuras sedimentarias más significativas en las calcarenitas se presentan tan-

to laminación cruzada de pequeña y mediana escala originada por la migración de ripples, como megaestratificación cruzada en grandes clinoformas progradantes. Las facies de calizas están constituidas por micrita con un contenido variable de organismos planctónicos. En éstas los estratos son masivos o ligeramente laminados. A raíz de lo descrito para ambas facies puede interpretarse que el sistema deposicional de plataforma marina presentaría mayoritariamente condiciones someras, con elevados aportes terrígenos y producción de organismos de escasa profundidad. La actividad de corrientes quedaría registrada por la formación de ripples. Algunos sectores de la plataforma migrarían lateralmente, formando conjuntos de clinoformas progradantes, hecho presumiblemente relacionado con un borde de alimentación de la cuenca muy activo. Otros sectores de la plataforma quedarían protegidos de los aportes terrígenos, donde se depositaron las facies de calizas.

El sistema deposicional litoral (afloramiento situado al Suroeste de Dehesas de Guadix) se presenta con unas litofacies de arenas y gravas. Estas se muestran pocos clasificadas y con un dominio volumétrico de litoclastos frente a los bioclastos. Los primeros, exclusivamente constituidos por fragmentos de rocas carbonáticas subbéticas, están muy bien redondeados y pulidos, con un grado de esfericidad variable entre tipos poco esféricos y subesféricos. Los segundos son fragmentos de lamelibranquios, briozoos, balanus, equinodermos y serpúlidos. Respecto a las estructuras sedimentarias pueden observarse diferentes sets de laminación oblicua unidireccional de bajo ángulo; la orientación media de láminas de unos sets a otros es poco variable. Estas estructuras caracterizan, dentro de la zona litoral, un subambiente de foreshore (Reading, 1978) dominado por los efectos de la batida del oleaje (swash-backswash).

El sistema deposicional de delta (afloramiento de Alicún de Ortega) está representado por una asociación de litofacies de conglomerados (en volumen dominante) y arenas, constituidas únicamente por clastos de rocas carbonáticas subbéticas. Forman un conjunto cuya geometría interna define grandes clinoformas progresivamente de menor buzamiento, potencia y tamaño de grano hacia la base. En cada una de las clinoformas la parte superior está ocupada por conglomerados, mientras que la parte inferior está dominada por arenas. La geometría de este conjunto puede interpretarse como el resultado de la programación de las diferentes clinoformas, configurando un modelo característico de delta tipo Gilbert, donde los conglomerados se situarían en el foreset y las arenas en el bottomset.

El sistema deposicional de arrecife (afloramiento de la Lancha) se presenta con facies de corales (*Porites* sp. y *Tarbellastrea* sp.), configurando un conjun-

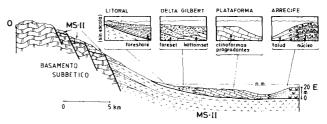


Fig. 6.—Esquema sedimentario de la secuencia deposicional Mioceno superior-III (MS-III).

to de morfología domática. Su estructura interna está definida por láminas sigmoidales que descienden desde la parte central o núcleo del domo hasta la parte marginal o talud del mismo, con una geometría similar a la descrita en la Formación Peechee (Alberta, Canadá) por James (1979). El núcleo de este domo arrecifal está constituido por corales que conservan su forma original de vida, mostrando estructuras masivas, encostrantes y tubiformes. El talud está formado por arenas de clastos procedentes de la erosión de los corales del núcleo, con abundantes *ripples* de oscilación generados por la actividad del oleaje a profundidas próximas al nivel de base de las olas.

Secuencia deposicional Mioceno superior-IV (MS-IV)

El principal afloramiento de esta unidad se extiende de forma casi continua desde Villanueva de las Torres hacia el Noroeste hasta Alicún de Ortega y hacia el Este hasta el sector del río Guadiana Menor-Negratín (fig. 1). En Villanueva de las Torres presenta una potencia de 70 m y su límite inferior es una superficie de discordancia erosiva bajo la que se encuentran la unidad MS-II y el basamento subbético. En el resto de los afloramientos su potencia es próxima a 200 m y bajo esta unidad aparecen, separados por una superficie de paraconformidad, las unidades MS-II y MS-III. Su límite superior es siempre una superficie de paraconformidad o de continuidad sobre la que reposan los materiales continentales de edad Plioceno de la Cuenca de Guadix.

Su edad ha sido determinada por micromamíferos como Turoliense superior o zona MN12 en el yacimiento de Salinas (Soria y Ruiz Bustos, 1992) y Ventiense o zona MN13 en el yacimiento de Pino Mojón (Sesé, 1989).

En esta unidad pueden diferenciarse dos sistemas deposicionales: uno conglomerático de abanico aluvial situado en Villanueva de las Torres y otro de llanura lutítica localizado en el resto de los afloramientos (figs. 3 y 7).

El sistema deposicional de abanico aluvial está representado por sucesiones mayoritariamente conglo-

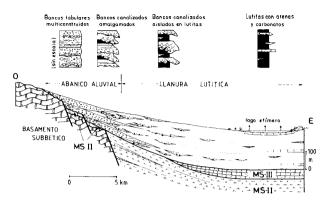


Fig. 7.—Esquema sedimentario de la secuencia deposicional Mioceno superior-IV (MS-IV).

meráticas, de cantos procedentes de los relieves del basamento subbético. En posiciones próximas a dicho basamento los conglomerados aparecen en bancos multiconstruidos de base plana o ligeramente canalizada, constituidos por gravas masivas soportadas por una matriz arenosa o microconglomérica. En posiciones más alejadas del basamento los conglomerados se presentan en estratos de potencia más reducida que en el anterior caso, con tamaño de grano inferior y una mayor abundancia de arenas y lutitas. Aquí, los bancos conglomeráticos se presentan amalgamados, con morfología tabular y lenticular, mostrando frecuentes formas canalizadas de muro erosivo con estratificación cruzada de acreción lateral. En este sistema deposicional se deduce, en sentido proximal-distal, una evolución continua de subambientes de abanico interno-abanico medio-abanico externo (Fernández y Soria, 1988; Fernández et al., 1989).

El sistema deposicional de llanura lutítica está dominado por facies de arcillas y limos, entre las que se intercalan bancos aislados de arenas y conglomerados. En posiciones próximas al anterior sistema deposicional los bancos detríticos de tamaño de grano grueso se presentan en un número relativamente alto, con desarrollo lateral muy reducido y una marcada morfología canalizada fuertemente incisiva sobre las lutitas. Estas lutitas muestran colores rojo y salmón, con laminación horizontal difusa y paleosuelos rojos. Las lutitas son cada vez más abundantes y los bancos de conglomerados y arenas más dispersos y reducidos de potencia conforme aumenta su distancia respecto del sistema deposicional de abanico aluvial. En estas posiciones son frecuentes niveles canalizados de escaso espesor constituidos por arenas con ripples de corriente y laminación horizontal. Aquí las lutitas cambian a menudo su color rojo a blanco y gris, apareciendo niveles de arcillas ricas en materia orgánica con micromamíferos y bancos de calizas micríticas con caráceas y ostrácodos. Este sistema de-

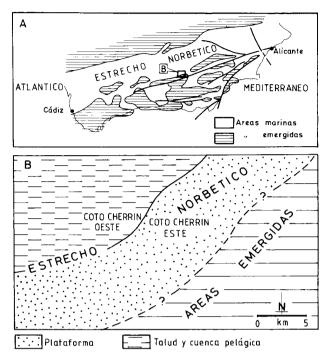


Fig. 8.—Interpretación paleogeográfica. Secuencia deposicional MS-I: Tortoniense inferior y superior *pro parte*. A: Esquema general de la Cordillera Bética (modificado de Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández, en prensa). B: Esquema propuesto para el área estudiada.

posicional estaría genéticamente relacionado con una llanura lutítica situada en posiciones distales al abanico aluvial antes descrito. El principal proceso sedimentario sería la acumulación por decantación de lutitas como consecuencia del desbordamiento de los canales procedentes del abanico aluvial. En áreas topográficamente deprimidas se formarían zonas palustres y lagos efímeros tipo playa lake con sedimentación carbonatada y desarrollo de fauna de agua dulce, similares en sus facies a los descritos en el lago Littlefield (Michigan, Estados Unidos) por Murphy y Wilkinson (1980).

Evolución paleogeográfica

Las cuatro secuencias deposicionales, antes descritas, representan distintas situaciones paleogeográficas durante el Mioceno superior en la región estudiada. Estos cambios en la evolución paleogeográfica se han deducido a partir de la distribución en el espacio de los diferentes sistemas deposicionales representados en cada secuencia deposicional. Los sucesivos dispositivos paleogeográficos establecidos para la región estudiada pueden ser integrados en un contexto general de la Cordillera Bética (figs. 8 a 11), utili-

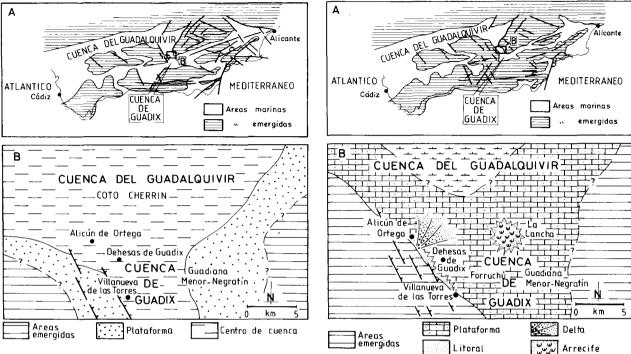


Fig. 9.—Interpretación paleogeográfica. Secuencia deposicional MS-II: Tortoniense superior. A: Esquema general de la Cordillera Bética (modificado de Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández, en prensa). B: Esquema propuesto para el área estudiada.

Fig. 10.—Interpretación paleogeográfica. Secuencia deposicional MS-III: Tortoniense superior alto. A: Esquema general de la Cordillera Bética (modificado de Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández, en prensa). B: Esquema propuesto para el área estudiada.

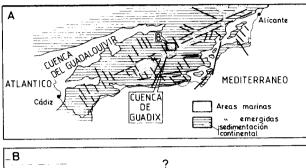
zando los esquemas propuestos por Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández (en prensa).

La secuencia deposicional MS-I (Tortoniense inferior y superior pro parte) representa la sedimentación en un sector del margen meridional del Estrecho Norbético (fig. 8), una alargada cuenca situada al Norte de importantes relieves emergidos de la Cordillera Bética, por la cual se comunicaban los dominios marinos atlántico y mediterráneo. A partir de la distribución de los sistemas deposicionales diferenciados en el área estudiada puede deducirse una polaridad local en sentido Sureste-Noroeste de ambientes de plataforma marina (Coto Cherrín Este) a otros de talud (Coto Cherrín Oeste). El límite meridional del Estrecho Norbético no puede ser establecido con detalle por la ausencia de sistemas deposicionales litorales en esta secuencia deposicional dentro del área estudiada.

La secuencia deposicional MS-II (Tortoniense superior) es el registro de los primeros depósitos marinos en el ámbito de la Cuenca de Guadix (fig. 9), tras un cambio en la paleogeografía respecto a la unidad MS-I, puesto de manifiesto por una migración de los depocentros hacia el Sur o Sureste (figs. 4 y 5). En lo que al área estudiada se refiere tiene lugar

el levantamiento y emersión de relieves previamente ocupados por depósitos de plataforma del Estrecho Norbético. En torno a estos relieves se situarían nuevas áreas de plataforma marina somera, representadas por el sistema deposicional de calcarenitas bioclásticas que aflora en Villanueva de las Torres y en el sector del río Guadiana Menor-Negratín. La cuenca pelágica se situaría en las partes centrales y más deprimidas de la Cuenca marina de Guadix, anteriormente ocupada (MS-I) por ambientes de plataforma marina somera. Esta cuenca pelágica está caracterizada por el sistema deposicional de margas que aflora entre Alicún de Ortega y Dehesas de Guadix. Hacia el Norte la Cuenca marina de Guadix estaría comunicada ampliamente con la Cuenca del Guadalquivir, dominada por áreas de cuenca pelágica representadas por el sistema deposicional de margas que aflora en Coto Cherrín. En síntesis, la unidad MS-II registra la individualización de la Cuenca marina de Guadix, quedando desarticulado el Estrecho Norbético.

La secuencia deposicional MS-III (Tortoniense superior alto) caracteriza el último episodio de sedimentación marina en la Cuenca de Guadix (fig. 10). Sobre la totalidad de las áreas de cuenca pelágica y



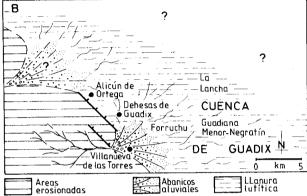


Fig. 11.—Interpretación paleogeográfica. Secuencia deposicional MS-IV: Turoliense superior-Ventiense. A: Esquema general de la Cordillera Bética (modificado de Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández, en prensa). B: Esquema propuesto para el área estudiada

en parte de las de plataforma somera de la unidad MS-II se implantan unas condiciones marinas someras, representadas por los sistemas deposicionales de plataforma (Forruchu y sector del río Guadiana Menor-Negratín), litoral (Suroeste de Dehesas de Guadix), Delta (Alicún de Ortega) y arrecife (la Lancha). Quedan emergidas y sometidas a erosión la mayor parte de las áreas de plataforma de la anterior unidad, configurándose importantes relieves marginales del borde Norte de la Cuenca de Guadix. En síntesis, la paleogeografía deducida para la unidad MS-III se caracteriza por un dominio areal de plataforma marina somera en toda la extensión de la Cuenca de Guadix. Sistemas deltaicos locales y zonas litorales se situarían en posiciones marginales de la cuenca y construcciones arrecifales en el interior de la misma. La comunicación marina entre la Cuenca de Guadix y la Cuenca del Guadalquivir se efectuaría al Norte del área estudiada.

La secuencia deposicional MS-IV (Turoliense superior-Ventiense) es el primer registro de sedimentación continental en la Cuenca de Guadix (fig. 11). En torno a los relieves que quedaron emergidos en el episodio anterior (unidad MS-III), en especial alrededor de los situados al Oeste de la cuenca, se formaron abanicos aluviales locales, representados por el sistema deposicional de conglomerados que aflora en Villanueva de las Torres. Hacia el Este y Noreste los abanicos aluviales evolucionarían distalmente a una llanura lutítica con lagos someros, representada por el sistema deposicional de lutitas que aflora ampliamente entre Dehesas de Guadix, la Lancha y el sector del río Guadiana Menor-Negratín. Esta llanura lutítica ocuparía la mayor parte de la Cuenca de Guadix en las áreas recién abandonadas por el mar. En síntesis, con el inicio de la unidad MS-IV se registra la continentalización de la Cuenca de Guadix, que quedaría ocupada en la mayor parte de su extensión por ambientes aluviales s.l.

Conclusiones

Se han separado cuatro secuencias deposicionales en el registro estratigráfico del Mioceno superior que aflora en el borde Norte de la Cuenca de Guadix: MS-I (Tortoniense inferior y superior pro parte). MS-II (Tortoniense superior), MS-III (Tortoniense superior alto) y MS-IV (Turoliense superior-Ventiense). Cada una de estas unidades representa un episodio en la evolución sedimentaria y paleogeográfica del área estudiada. Esta evolución puede sintentizarse como sigue: 1. Final de la sedimentación en el Estrecho Borbético (MS-I), con ambientes de plataforma marina al Sureste y de talud y cuenca pelágica al Noroeste. 2. Individualización y relleno de la Cuenca marina de Guadix (MS-II), con un cambio en la posición de los depocentros y de los márgenes de la Cuenca respecto al episodio anterior; la parte central de la cuenca quedaría dominada por sedimentación pelágica y las áreas marginales por plataformas marinas someras. 3. Aislamiento y somerización de la cuenca marina (MS-III), momento en el que toda la extensión de la cuenca estaría ocupada por ambientes marinos someros. 4. Continentalización de la Cuenca de Guadix (MS-IV), con un predominio de ambientes aluviales s.l. en la totalidad de la cuenca.

Referencias

Casas, J., Peña, J. A. y Vera, J. A. (1975). Interpretación geológica y estratigráfica del yacimiento de la «Solana del Zamborino». *Cuadernos Preh*. Universidad de Granada, 1, 5-15.

Comas, M. C. (1978). Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). Tesis doctoral, Universidad de Bilbao, 323 págs.

Comas, M. C. y García Dueñas, V. (1988). Evolución de un segmento del Paleomargen Sudibérico: Zona Subbética. Il Congreso Geológico de España. Guía de campo de la excursión B, 3, 63 págs.

- Estévez, A., López Garrido, A. C. y Sanz de Galdeano, C. (1976). Estudio de las deformaciones recientes en el sector del Negratín (Depresión de Guadix-Baza). Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Granada, 165-192.
- Fernández, J. y Soria, J. M. (1988). Posición estratigráfica, relaciones de facies y control tectónico del abanico de Villanueva. Mioceno terminal. Depresión de Guadix. II Congreso Geológico de España. Simposios, 291-298.
- Fernández, J., Soria, J. M. y Viseras, C. (1989). Relaciones de facies en un abanico deltaico lacustre. Cuenca de Guadix. Cordilleras Béticas. XII Congreso Español de Sedimentología. Comunicaciones, 1, 23-26.
- Fisher, W. L. y McGowen, J. H. (1967). Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to ocurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association Geologists Transations*, 17, 105-125.
- Foucault, A. (1971). Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (provinces de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale). Tesis doctoral, Universidad de París-IV, 633 págs.
- García Aguilar, J. M. (1966). Análisis sedimentológico de la Depresión de Guadix. Transversal Gor-Alicún de Ortega. Granada. Tesis de Licenciatura, Universidad de Granada, 189 págs.
- James, N. P. (1979). Reefs. In: Facies Models (R. G. Walker, ed.). Geoscience Canada. Reprint Series, 1, 279-244
- López Garrido, A. C. y Vera, J. A. (1974). Diapirismo reciente en la depresión de Guadix-Baza (sector del Negratín). Estudios Geol., 30, 611-618.
- Middleton, G. V. y Hampton, M. A. (1973). Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. Society of Economic Paleontogists and Mineralogists, Short Course, 38 pags.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. y Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2:

- the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Seismic Stratigraphy. Applications to hidrocarbon exploration (Ch. E. Payton, ed.), American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, 53-62.
- Murphy, D. H. y Wilkinson, B. H. (1980). Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*, 27, 123-135.
- Reading, H. E. (ed.) (1978). Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 557 págs.
- Rodríguez Fernández, J. (1982). El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 224 págs.
- Ruiz Bustos, A. (1990). Biostratigraphy of the continental Neogene in the Betic Cordilleras. IX Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Abstracts, 301-302.
- Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez Fernández, J. (en prensa) Neogene palaeogeography of the Betic Cordillera. An attemp of reconstruction.
- Serrano, F. (1979). Los foraminíferos plactónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral, Universidad de Málaga, 272 págs.
- Sesé, C. (1989). Micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la Cuenca de Guadix-Baza. *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 11, 185-213.
- Soria, J. M. (1993). La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el río Guadiana Menor. Evolución desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 292 págs.
- Soria, J. M. y Ruiz Bustos, A. (1992). Nuevos datos sobre el inicio de la sedimentación continental en la Cuenca de Guadix. Cordillera Bética. *Geogaceta*, 11, 92-94.
- Vera, J. A. (1970). Estudio estratigráfico de la Depresión Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.*, 81, 429-462.

Recibido 4 de octubre de 1993 Aceptado 15 de febrero de 1994