

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL Y ANÁLISIS SECUENCIAL DE LOS DEPÓSITOS PLIOCENOS DE ALMAYATE (MÁLAGA, SUR DE ESPAÑA)

J. Aguirre

Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada, (jaguirre@goliat.ugr.es).

Resumen: La Cuenca de Almayate es una pequeña cuenca situada al E de Málaga (S de España). El relleno de esta cuenca está constituido por una secuencia de materiales siliciclásticos y carbonatados atribuidos al Plioceno inferior que conforman un ciclo deposicional completo de profundización-somerización de tercer orden. Los terrígenos proceden de un abanico deltaico que alimentó la zona con sedimentos desmantelados directamente del substrato bético adyacente. El Plioceno de Almayate comienza con depósitos continentales. El resto de la secuencia corresponde a depósitos someros, formados desde la paleocosta hasta ambientes de plataforma interna. Dentro de esta secuencia deposicional, a su vez, se pueden reconocer dos tramos. El análisis de facies y la geometría de las capas en ambos tramos permiten diferenciar tres ciclos sedimentarios de mayor frecuencia (cuarto orden) que modulan la tendencia general observada. El tramo inferior constituye uno de estos ciclos, mientras que los otros dos ciclos se infieren dentro del tramo superior. La variación deducida del nivel del mar a lo largo de toda la secuencia pliocena se atribuye al patrón de profundización-somerización generalizado que tuvo lugar durante todo el Plioceno inferior y la parte basal del Plioceno superior (= Plioceno 1 de Montenat, 1977). Por su parte, la ciclicidad de cuarto orden se relaciona con los cambios glacioeustáticos que tuvieron lugar durante este intervalo temporal. En definitiva, parece tratarse de una ciclicidad de alta frecuencia controlada por cambios climáticos globales.

Palabras claves: Plioceno, estratigrafía secuencial, ciclicidad de alta frecuencia, Cuenca de Almayate, Málaga, sur de España.

Abstract: The Almayate Basin is a small basin located to the east of the town of Málaga (S Spain). The sedimentary infill of this basin consists of mixed siliciclastic-carbonate deposits attributed to the Early Pliocene that are arranged in a deepening-shallowing third-order depositional sequence. The surrounding Betic basement was the source area of the terrigenous material, which was deposited in a fan delta. The Pliocene of Almayate starts with continental deposits. The rest of the sequence represents shallow nearshore deposits, formed from the palaeocoast to the inner shelf. The studied Pliocene sequence can be divided into two parts. Facies analysis and geometry of strata of the two parts of the sequence allow to infer three higher-frequency sedimentary cycles (fourth order cycles). The lower part forms one of these higher-frequency cycles, while the other two fourth-order cycles are inferred in the upper part of the sequence. The general sea-level variation interpreted for the Pliocene sequence of the Almayate Basin is connected to the global deepening-shallowing trend that took place during the Early Pliocene-lowermost Late Pliocene (= Pliocene 1 *sensu* Montenat, 1977) interval. On the other hand, the fourth-order cyclicity can be related to the glacioeustatic sea-level changes occurring during that time interval. In short, this higher-frequency cyclicity seems to be climatically forced.

Key Words: Pliocene, sequence stratigraphy, high-frequency cyclicity, Almayate Basin, Málaga, south Spain.

Aguirre, J. (2000): Evolución paleoambiental y análisis secuencial de los depósitos pliocenos de Almayate (Málaga, sur de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4): 431-443

Los estudios del Plioceno en el entorno del Mediterráneo se han centrado tradicionalmente en análisis micropaleontológicos en los afloramientos italianos (ver Berggren y Van Couvering, 1974 y Rio *et al.*, 1984, 1994, para revisiones históricas). Estos estudios han permitido definir los pisos del Plioceno y sus límites,

así como establecer escalas biozonales más o menos precisas (Cita, 1975; Rio *et al.*, 1984, 1994; Sprovieri, 1992; Iaccarino *et al.*, 1999). En la Península Ibérica, siguiendo en esta línea, los trabajos pioneros intentaban contextualizar los materiales atribuidos al Plioceno asignando las diferentes facies a los pisos definidos en

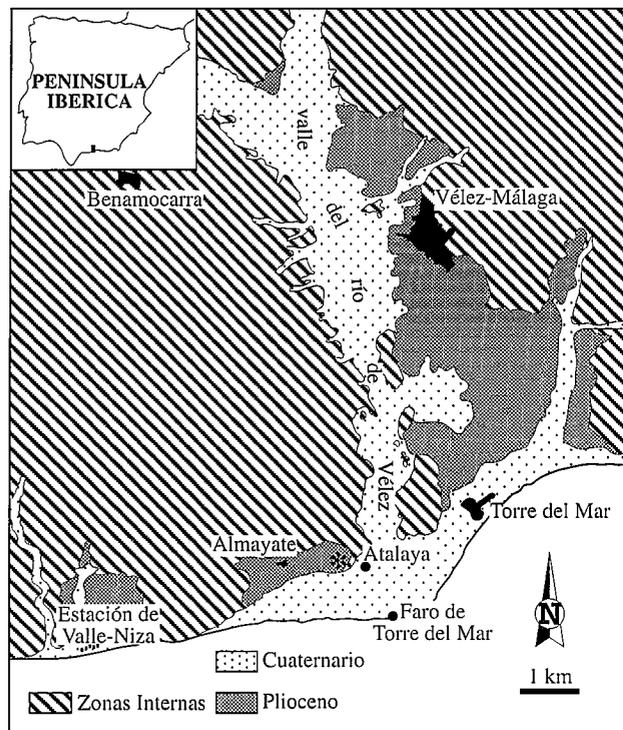


Figura 1.- Mapa geológico de los alrededores de Vélez-Málaga, incluyendo las cuencas pliocenas de Vélez-Málaga, Almayate y Estación Valle-Niza. El asterisco marca la localización donde se levantó la columna estratigráfica representada en la figura 3.

Italia. De este modo, en las cuencas pliocenas del sur y SE de España se definieron básicamente dos conjuntos de materiales, uno inferior de arcillas azules que, hacia techo y lateralmente hacia zonas proximales, cambiaba a otro conjunto formado por arenas y, en general, depósitos de granulometría más gruesa. El primer conjunto se hizo corresponder con las facies Plasencienses y el segundo con las facies Astienses de los autores italianos (Gignoux y Fallot, 1922; Méndez Cecilia, 1971a, 1971b; Fourniget y Le Calvez, 1975).

En las dos últimas décadas se ha producido un notable auge en el estudio del Plioceno de nuestras regiones, especialmente Cataluña, Cádiz y bajo Guadalquivir, y Almería (Dpto. Paleontología de la Universidad de Salamanca, 1987; Martinell, 1988; Sierro *et al.*, 1990; Civis *et al.*, 1994; Aguirre, 1995a, 1998). Además, algunos de estos trabajos se apartan de la Estratigrafía clásica para abordar los temas concernientes al Plioceno desde una perspectiva más actualizada dentro del contexto de la Estratigrafía Secuencial (Sierro *et al.*, 1990; Aguirre, 1995a, 1998).

El análisis secuencial tiene como uno de sus principales objetivos establecer ciclos en los depósitos estratificados y estudiar las posibles causas que los producen: tectónicas, eustáticas o sedimentarias. Si bien existe un acuerdo en admitir el carácter cíclico del registro sedimentario (Einsele *et al.*, 1991; de Boer y Smith, 1994; Miall, 1997), no ocurre igual con las causas que producen dicha ciclicidad (Cloetingh *et al.*, 1985; Vail *et al.*, 1991; Miall, 1997).

En este trabajo, se plantea una jerarquización de ciclos sedimentarios en el registro plioceno de la Cuenca de Almayate (Málaga). La Cuenca de Almayate cumple una serie de excelentes cualidades para desarrollar este tipo de estudios: es una cuenca de reducidas dimensiones, es posible observar la geometría de los depósitos pliocenos, presentan una magnífica exposición de afloramientos que, además, permite seguir estratos y tramos en continuidad de afloramiento a lo largo de más de 1 km. Finalmente, estos materiales se caracterizan por presentar una gran riqueza fosilífera que ayuda a hacer las interpretaciones paleoambientales.

Mayoral y Rodríguez-Vidal (1994) realizaron un estudio preliminar de los materiales pliocenos de esta cuenca, ofreciendo algunas claves de interpretación paleoambiental. Siguiendo en la línea de renovado interés por el Plioceno peninsular, en este trabajo se propone un modelo de evolución secuencial y de cambios cíclicos de alta frecuencia para dicha cuenca. Así mismo, se propone como posible origen de dicha ciclicidad las variaciones glacioeustáticas que tuvieron lugar a nivel global durante el Plioceno inferior.

Localización y contexto geológico

La zona de estudio se sitúa en la costa de Málaga en las cercanías de la localidad de Almayate, inmediatamente al oeste de Torre del Mar (Fig. 1). Desde un punto de vista paleogeográfico, se trata de una pequeña cuenca aislada y separada de la cercana Cuenca de Vélez-Málaga (Fig. 2). Este hecho se pone de manifiesto por las notables diferencias sedimentológicas existentes entre la Cuenca de Vélez-Málaga, fundamentalmente margas gris-verdosas, y la zona de estudio de este trabajo, principalmente calcarenitas y sedimentos terrígenos gruesos (Aguirre, 1995b). Por tanto, en lo sucesivo se referirá como Cuenca de Almayate. Las filitas y esquistos paleozoicos del Complejo Maláguide constituyen el basamento bético de esta cuenca.

El relleno sedimentario de la Cuenca de Almayate está exclusivamente representado por materiales de edad Plioceno inferior, que conforma una secuencia estratigráfica en la que se pueden reconocer dos tramos superpuestos. Estos sedimentos descansan directamente sobre el basamento, adaptándose a las irregularidades del paleorrelieve creado en el substrato bético. Debido a este dispositivo, el buzamiento de los sedimentos pliocenos disminuye desde los márgenes de la cuenca hacia el centro, originando una morfología general cóncava hacia arriba.

Tanto las variaciones paleoambientales inferidas, como la arquitectura estratigráfica observada en los depósitos pliocenos de la Cuenca de Almayate, se reconocen en la vecina cuenca denominada Estación Valle-Niza (Fig. 2). Sin embargo, este estudio se centra en la Cuenca de Almayate ya que el registro plioceno es substancialmente más completo.

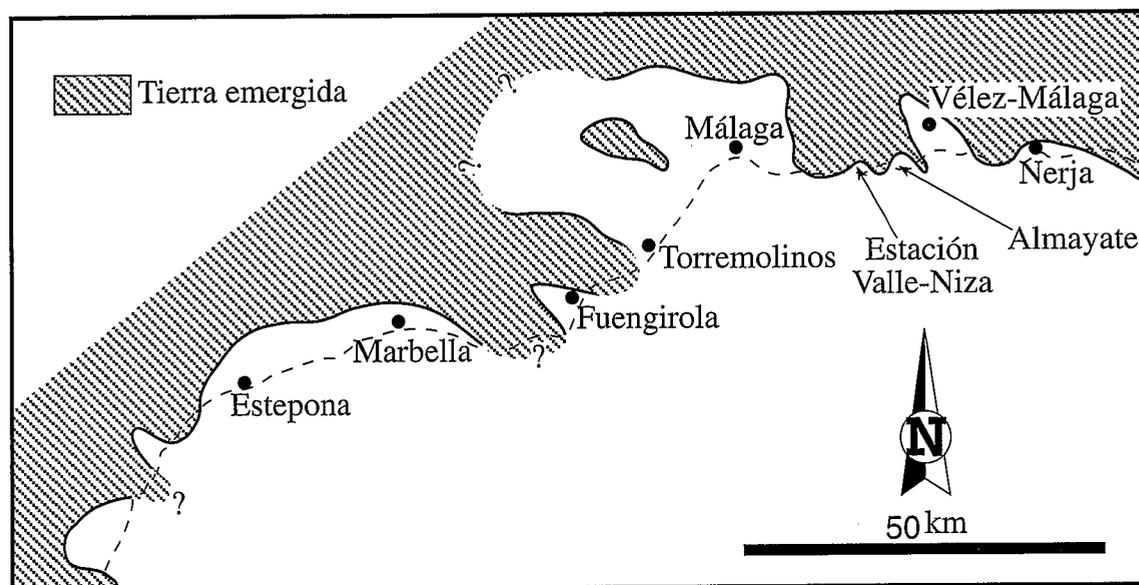


Figura 2.- Esquema paleogeográfico propuesto para la provincia de Málaga durante el depósito del Plioceno 1. La línea discontinua marca la posición de la línea de costa actual, mientras que la línea continua señala la posición inferida de la paleocosta (modificado de Aguirre, 1995b).

Estratigrafía y sedimentología de los depósitos pliocenos de la Cuenca de Almayate

Se ha realizado una serie estratigráfica sintética obtenida a partir de diversas secciones parciales en la mitad oriental de la cuenca (Fig. 3). Se pueden diferenciar dos tramos de aproximadamente 30 m de espesor cada uno.

Tramo inferior

El tramo inferior comienza con unas brechas y conglomerados heterométricos y heteromórficos empastados en una matriz arenosa-microconglomerática de color rojizo. Son bloques procedentes directamente del basamento bético, fundamentalmente esquistos y cuarcitas, que rellenan y enrasan las irregularidades creadas en el paleorrelieve. Se encuentran formando bancos con bases irregulares y con una estructura masiva o con granoselección inversa. No se han encontrado restos de fósiles en este tramo terrígeno. En el extremo occidental de la cuenca se pueden reconocer caliches formados sobre los bancos de conglomerados.

Hacia techo se pasa gradualmente a un conjunto de bancos de escala métrica amalgamados y con una gradación positiva. Cada banco está formado por conglomerados en la base que cambian a arenas calcáreas fosilíferas muy cementadas a techo. Presentan una base erosiva y laminación cruzada planar y paralela de muy bajo ángulo en el tramo arenoso (Fig. 3). Ocasionalmente, también se observa laminación cruzada ondulada de tipo *hummocky*. Lateralmente, este tramo es más expansivo hacia el substrato que las brechas y conglomerados rojos de la base. Tanto los conglomerados como las arenas están dominadas por la presencia de

valvas desarticuladas y muy desgastadas de *Ostrea edulis*. No obstante, los restos fósiles aparecen muy dispersos y tan sólo constituyen el 5% del volumen de roca (estimación siguiendo la metodología propuesta por Kidwell, 1991a). En los intervalos arenosos los fósiles se encuentran claramente imbricados, orientados preferentemente de forma oblicua (*sensu* Kidwell *et al.*, 1986).

Según se sube en la serie se produce una progresiva disminución del contenido en material terrígeno grueso en favor de un aumento de las arenas bioclásticas, hasta pasar a unas calcarenitas masivas muy fosilíferas (Fig. 3). Internamente es posible observar superficies de erosión. También se intercalan acumulaciones de bioclastos y capas de conglomerados con muros erosivos y gradación positiva de escala centimétrica o decimétrica de potencia y escasa extensión lateral. Estos canales de conglomerados presentan, además, concentraciones basales residuales (*lags*) de conchas de bivalvos. Son concentraciones densas de fósiles que representan hasta el 50% del volumen de roca. Tanto en estas acumulaciones como en el sedimento circundante los fósiles se encuentran fundamentalmente como fragmentos muy desgastados. Además, las conchas de organismos originalmente calcícticos presentan un aspecto pulverulento y sólo se preservan algunas de las capas internas. Este tipo de preservación implica que existen claras evidencias de disolución que afecta incluso a las conchas calcícticas (Flessa y Brown, 1983; Davies *et al.*, 1990).

En la parte alta de las calcarenitas bioclásticas hay laminación cruzada en artesa de gran escala, y sólo, muy ocasionalmente, existe laminación cruzada planar. En la zona de los surcos se concentran cantos y bioclastos (Fig. 3). Este conjunto de materiales está caracterizado por la abundante presencia de ostreidos y pectínicos, estos últimos dominando hacia el techo.

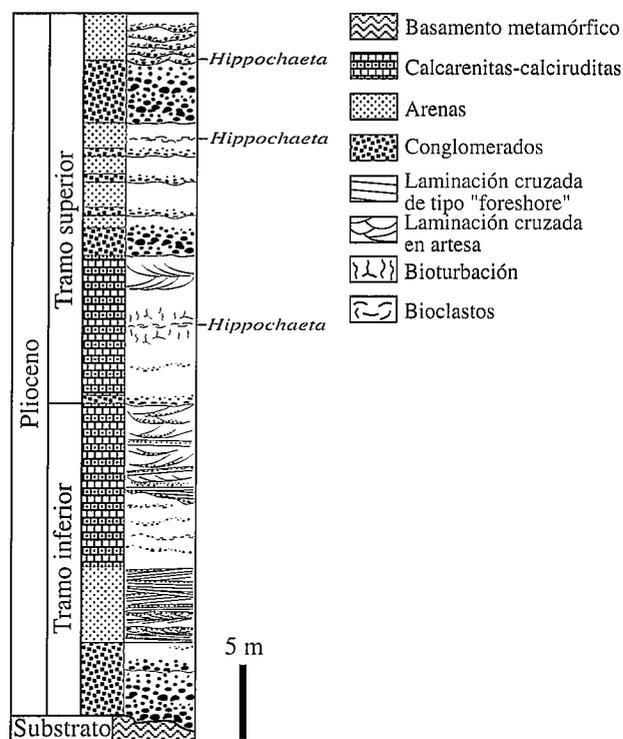


Figura 3.- Columna estratigráfica sintética de los depósitos pliocenos levantada en el sector oriental de la Cuenca de Almayate. Los materiales conglomeráticos de la parte superior cambian lateralmente hacia el centro de la cuenca (hacia el O) a limos y arcillas.

Tramo superior

El segundo tramo se inicia con un paquete de conglomerados y brechas que incluye cantos de algunos decímetros de diámetro máximo. Presenta una base irregular y una granoselección positiva (Fig. 3). Lateralmente hacia el este, este nivel de bloques aumenta de potencia, mientras que hacia el oeste se acuña. Hacia arriba desaparecen rápidamente los cantos y bloques y se pasa a una arena bioclástica con pequeños niveles de conglomerados y de acumulación de fósiles similares a los de la parte superior del tramo anteriormente descrito. Estos materiales están dominados por la presencia de diferentes especies del género *Chlamys*. El contenido fosilífero es muy denso, con un porcentaje de bioclastos por volumen de roca que alcanza el 40%. Predominan los restos desarticulados, fragmentados y abrasionados.

Según se sube en la serie disminuye progresivamente el carácter detrítico de los materiales en favor de un aumento del contenido en bioclastos. Se pasa, así, a una calcirrudita muy cementada y altamente bioturbada, siendo *Thalassinoides* el icnogénero mayoritariamente representado. Aquí se reconoce un nivel tabular de concentración de *Hippochaeta* sp., tanto individuos completos como valvas aisladas (Fig. 3). Junto a este isonómico, *Chlamys* spp. y fragmentos de algas coralíneas dominan la asociación fosilífera en este nivel. A diferencia de los restos conservados en el nivel de *Hippochaeta*,

en el sedimento circundante los fósiles aparecen altamente alterados (fragmentación, desarticulación, abrasión, etc.).

Por encima de estos depósitos vuelven a encontrarse nuevamente arenas bioclásticas bioturbadas con concentraciones locales de fósiles y con intercalaciones de capas poco potentes y con poco desarrollo horizontal de conglomerados. Así mismo, se hace patente la existencia de laminación cruzada en artesa. *Chlamys* sp. vuelve a ser el bivalvo dominante en estos materiales.

Hacia arriba se pasa, mediante un contacto gradual, a un intervalo formado por la superposición de bancos con bases erosivas y gradación positiva (Fig. 3). Cada banco está constituido por un tramo inferior de conglomerados fosilíferos que cambian hacia techo a arenas medias-gruesas sin apenas fósiles. Este dispositivo confiere un aspecto estratificado a este intervalo de la secuencia. Internamente se observan superficies de amalgamación entre paquetes conglomeráticos y entre concentraciones fosilíferas. No obstante, son concentraciones poco densas, con un porcentaje de fósiles por volumen de roca que oscila entre el 5% y el 10%. Lateralmente, hacia el ENE los bancos se amalgaman, de forma que se pierde el aspecto estratificado, hasta formar un tramo terrígeno-bioclástico mixto.

La sección finaliza con una alternancia de conglomerados masivos o con gradación positiva y acumulaciones densas de fósiles. En estas acumulaciones de organismos es bastante frecuente encontrar concentraciones de valvas desarticuladas dispuestas unas sobre otras a modo de recipientes encajados, es decir, con un ordenamiento *stacking*, *sensu* Kidwell *et al.* (1986). En los conglomerados, por su parte, dominan los restos dispuestos con la concavidad hacia arriba y perpendicularmente. Al igual que ocurría en la base de la sección, este tramo de secuencia está caracterizado por la presencia de ostreidos y pectínidos, fundamentalmente *Ostrea edulis*, *Chlamys*, *Pecten* y *Flabellipecten*. Ocasionalmente, aparecen individuos desarticulados de *Macrochlamys*. Dentro de esta secuencia estratificada también se reconocen otros dos niveles de concentración de *Hippochaeta* (Fig. 3). Como en el resto de la sección, dominan los fósiles desarticulados, fragmentados y abrasionados.

Siguiendo el buzamiento general de la secuencia, es decir hacia el oeste, se asiste a un cambio gradual de las facies. Debido a la configuración y geometría del conjunto plioceno, dicho cambio de facies sólo es observable en los términos superiores de la sección levantada. Aparecen intercalaciones de capas de poca potencia (10 cm de espesor máximo) de limos y arenas finas que se acuña hacia el este. En sentido opuesto, es decir, hacia el oeste, estas capas se hacen más potentes, mientras que las arenas bioclásticas y los niveles terrígenos se acuña. Se pasa así de forma gradual por un cambio de facies a unos limos arcillosos de color marrón muy bioturbados en la zona central de la cuenca. Estos depósitos están dominados por diversas especies del género *Chlamys*, especialmente *Chlamys seniensis*. Los restos

fósiles, en su mayoría completos aunque no articulados, están dispersos en la matriz limosa. Los fragmentos de bivalvos no muestran evidencias de desgaste de las aristas ni pérdida de la ornamentación debido a la abrasión.

Interpretación paleoambiental

Tramo inferior

La tonalidad rojiza de los grandes bloques y las brechas con las que se inicia la sedimentación del conjunto plioceno denota un carácter continental, como señalan numerosos autores (Driese y Foreman, 1992; Zaleha, 1997). Esta interpretación es coincidente con la establecida por Mayoral y Rodríguez-Vidal (1994) para estos depósitos. Así mismo, los caliches que se observan sobre los conglomerados en algunos puntos del margen occidental de la cuenca corroboran el carácter subaéreo de estos materiales, así como la existencia de un clima semiárido sometido a fuertes periodos de sequedad (James, 1972). La ausencia de fósiles marinos en este tramo inferior de la secuencia también puede usarse como argumento en favor de la naturaleza continental de estos depósitos. En definitiva, estos materiales se interpretan como flujos densos de material terrígeno (*debris flow*) depositados en un abanico aluvial. La angularidad y el gran tamaño de los bloques sugiere que son depósitos formados próximos a la cabecera del abanico.

Hacia arriba se pasa a un conjunto conglomerático-arenoso de color amarillento donde se observan los primeros restos de organismos marinos. Este cambio en las facies y en los sedimentos marca la transición a una sedimentación marina durante un proceso de subida eustática del nivel del mar. Las estructuras sedimentarias presentes en las arenas, laminación cruzada planar y unidireccional de bajo ángulo con superficies de reactivación internas, son típicas de facies de playas (Reineck y Singh, 1986). Por su parte, los conglomerados pueden interpretarse como *debris flow* depositados en la zona litoral del abanico aluvial. La existencia de superficies de amalgamación entre bancos conglomeráticos indica que se formaron por repetidos eventos de depósito en las zonas proximales del abanico interno (Einsele, 1991). Después de cada avalancha de material terrígeno los procesos marinos litorales debieron provocar un retrabajamiento de los sedimentos, originándose así las estructuras sedimentarias típicas de estos ambientes en las arenas de la parte alta de cada banco (Fig. 3). Además de la actividad hidráulica de la zona litoral, la presencia de laminación cruzada de tipo *hummocky* sugiere que estos materiales estuvieron sometidos también a la acción del oleaje de tormentas (Dott y Bourgeois, 1982; Cheel y Leckie, 1993).

El alto grado de alteración tafonómica de los restos también apunta a un medio somero sometido a un elevado régimen hidráulico. La continua acción de las corrientes litorales y de las tormentas sometió a los organismos a un continuo proceso de destrucción, provo-

cando la fragmentación y desarticulación de los mismos y el continuo desgaste de sus conchas. El predominio de organismos orientados oblicuamente (restos imbricados) es congruente con la acción de corrientes de tracción (Kidwell y Holland, 1991), que retrabajó el sedimento terrígeno en la zona litoral. En cuanto a las asociaciones de fósiles de estos materiales están dominadas por ostreidos, grupo de organismos que abunda en ambientes litorales someros y asociados a sistemas deltaicos (Stenzel, 1971).

La progresiva disminución del tamaño y cantidad de material siliciclástico, así como el incremento significativo en el contenido de fósiles hacia la parte alta del primer tramo, puede interpretarse como un cambio hacia zonas algo más profundas que las facies subyacentes. La rápida disminución de terrígenos puede deberse a que la mayor parte de los aportes se quedan limitados a las proximidades de la paleocosta y mar adentro disminuye la capacidad de removilización y redistribución del material siliciclástico debido a la dispersión de la energía (Postma, 1990; Li y Komar, 1992).

La mayoría de los cantos se encuentran en cuerpos canalizados intercalados entre calcarenitas. Junto con los cantos hay abundantes restos fósiles en las bases de los canales, formando depósitos residuales, acumulaciones de tipo *lag*. Se interpretan como concentraciones residuales producidas por aventado del material más fino durante eventos de tormentas. El escaso espesor de estas capas (sólo algunos centímetros) indica que se tratarían de tempestitas distales afectando a la parte medio-distal del abanico deltaico. Esta interpretación está en consonancia con la profundización inferida anteriormente.

El modo de preservación de los fósiles en las calcarenitas también sugiere un medio de alta turbulencia y destructivo. Así, todos los organismos reconocidos se encuentran como fragmentos abrasionados. Este alto grado de destrucción puede deberse a un efecto combinado de una alta energía y un dilatado tiempo de residencia sobre el fondo en la zona tafonómicamente activa (TAZ según Powell *et al.*, 1989). De esta forma los bioclastos estuvieron sometidos al retrabajamiento hidrodinámico marino sobre el substrato durante largos periodos de tiempo antes de ser definitivamente enterrados por debajo del TAZ. Por otro lado, el bajo aporte de sedimento terrígeno a estas zonas favoreció el desarrollo de concentraciones fosilíferas con una importante mezcla temporal (*time-averaged assemblages*) (Staff *et al.*, 1986; Kidwell y Bosence, 1991). En resumen, estos materiales se interpretan como depósitos de abanico deltaico medio-distal afectados por la acción de tormentas y formados en condiciones de baja tasa de sedimentación.

Tramo superior

El inicio del segundo tramo está marcado por un incremento en la entrada de material terrígeno a la cuenca con respecto al final del primer tramo. Esta señal estra-

tigráfica indica una reactivación del abanico deltaico que alimentó la cuenca, así como una somerización relativa respecto del techo del primer tramo. Los conglomerados amalgamados de la base se interpretan como depósitos formados en la zona interna del abanico deltaico. Como puede comprobarse, a diferencia de lo que ocurría con la base del tramo inferior, este segundo tramo se inicia en un ambiente subacuático.

Hacia techo disminuye rápidamente el contenido en material detrítico y aumenta la proporción de bioclastos. Las propiedades tafonómicas de la fauna indican un medio somero y turbulento, ya que sólo se reconocen fragmentos abrasionados. Así mismo, se intercalan cuerpos canalizados de conglomerados bioclásticos. Es un caso similar a la parte superior del tramo anteriormente descrito, por lo que puede interpretarse como depósitos formados en un abanico medio-distal afectado por el oleaje de tormentas.

El progresivo incremento de bioclastos frente a terrígenos puede interpretarse como una deriva en las condiciones ambientales desde las zonas de influencia de los aportes detríticos hacia zonas de plataforma más profunda y lejos del alcance de los aportes continentales. La abundancia de *Thalassinoides*, junto con otras trazas fósiles, hacia la parte media del tramo es coincidente con un medio poco alimentado. Este hecho favoreció el profuso desarrollo de fauna endosedimentaria (Dam, 1990; Bromley, 1990). Como se comentó anteriormente, al haber una baja alimentación los restos quedarían expuestos sobre la interfase agua-sedimento durante largos periodos de tiempo, originándose, por tanto, mezcla temporal de organismos. Esto, junto con unas condiciones de alta energía hidráulica, explicaría la alta fragmentación, desarticulación y abrasión de los fósiles contenidos en estos materiales.

Dentro de este intervalo calcarenítico bioturbado, el contenido en fósiles se incrementa de forma notable hasta alcanzar un máximo en la capa de isognómidos, acumulación formada mayoritariamente por *Hippochaeta* sp. Son individuos de gran talla (hasta 30 cm de dimensión dorso-ventral), conservados como moldes, a veces articulados, y preferentemente horizontales o con bajo ángulo de inclinación. En la actualidad, prácticamente todos los representantes de la familia Isognomidae tienen un hábito de vida episedimentario, excepto *Malleus* que es semi-endosedimentario (Stanley, 1972; Seilacher, 1984; Crampton, 1988). Usualmente viven varios individuos agregados dispuestos en posición vertical o con la valva derecha sobre el fondo y bisados a substratos duros (Crampton, 1988). Seilacher (1984) incluye *Hippochaeta* dentro del grupo *edgewise recliners*. Se desarrollan en un amplio rango batimétrico, comprendido entre ambientes estuarinos hasta plataforma interna, soportando condiciones de alta o baja energía (Crampton, 1988). En este intervalo de la sección, se encuentran bastantes individuos de *Hippochaeta* articulados y con una marcada tendencia a la horizontalidad. Este tipo de presevarción sugiere que se trata de una acumulación autóctona-parautóctona. De esta for-

ma, las conchas de *Hippochaeta* fueron acumulándose en el fondo marino generando un pavimento de conchas tras su muerte. Debido a que el porcentaje de articulación es relativamente alto el enterramiento debió ocurrir pronto después de la muerte de los organismos, favoreciéndose la acumulación de las conchas cerca del mismo lugar donde se fijaban al substrato. Cabe pensar, no obstante, que se produjeron desplazamientos laterales de las valvas pero sin que se transportaran largas distancias.

En resumen, las calcarenitas de la parte media de este segundo tramo pueden interpretarse como depósitos de plataforma interna somera. El cambio de facies desde la base de este segundo tramo, caracterizado por la rápida pérdida de material siliciclástico, sugiere que los aportes de material terrígeno del abanico deltaico quedaron relegados a las zonas más proximales del medio marino. La alta destrucción de los fósiles en las zonas alejadas de la influencia terrígena es congruente con un medio de plataforma interna somera con alta turbulencia, probablemente debida al oleaje costero y a la acción de las tormentas. En definitiva, se trata de una migración de facies en un contexto de ascenso del nivel del mar. Así mismo, la ausencia de siliciclásticos hace pensar que se trata de sedimentos depositados en condiciones algo más profundas que las calcarenitas del tramo inferior, donde es manifiesta la presencia de terrígenos.

Por encima de las calcarenitas anteriormente descritas, nuevamente aparecen bancos conglomeráticos erosivos, que se hacen más abundantes y potentes hacia techo. Así mismo, la aparición de superficies internas de amalgamación en los bancos de conglomerados indican proximalidad (Einsele, 1991). En definitiva, se asiste a un nuevo cambio de facies que sugiere el paso a condiciones de depósito de abanico medio, cada vez más proximal hacia techo. Por tanto, dicho cambio en los sedimentos indica una somerización relativa con respecto al los depósitos subyacente.

Los fósiles contenidos en los conglomerados muestran un alto grado de desarticulación, fragmentación y abrasión. Un aspecto llamativo es el predominio de restos orientados con la concavidad hacia arriba y la marcada tendencia a la verticalidad (Aguirre, 1995b). Como Salazar-Jimenez *et al.* (1982) han puesto de manifiesto en su estudio sobre la orientación de bivalvos en condiciones someras, en los subambientes de alta energía se obtiene un patrón de orientación similar al encontrado en estos niveles. Este dispositivo se puede atribuir al retrabajamiento de los depósitos del abanico por los procesos marinos costeros. Entre los niveles de acumulación de esta parte de la sección se encuentran dos concentraciones de *Hippochaeta* en forma de acumulaciones residuales (*lags*). Esto sugiere que se trata de acumulaciones debidas al efecto del oleaje de tormenta.

En las acumulaciones de fósiles que alternan con los conglomerados es muy significativa la presencia de conchas de bivalvos apiladas unas sobre otras por su cara cóncava (ordenamiento *stacking*). Este tipo de bio-

fábrica ha sido atribuido a dos procesos: a) deformación *in situ* debido a la acción de eventos sísmicos (Seilacher, 1991). En arenas y arcillas no consolidadas, en el momento del *shock* sísmico, parte del material más superficial es puesto en suspensión y redepositado lentamente desde la nube de sedimento. Por su parte, las conchas se acumulan de forma empaquetada (*stacked*) durante la licuefacción del sedimento producido por el seísmo (Seilacher, 1991). b) Flujos turbulentos de alta densidad producidos por tormentas (Middleton, 1967). Los muros erosivos, las concentraciones residuales de conchas, la gradación vertical por tamaños y las amalgamaciones internas indican corrientes de tracción con potencial erosivo más o menos importante que corroborarían un origen por tormentas de este tipo de ordenamiento en la Cuenca de Almayate.

En conclusión, el segundo tramo de la serie pliocena finaliza con sedimentos formados en un abanico deltaico proximal dentro de la franja de actuación del oleaje de tormentas.

Hacia el centro de la cuenca se aprecia una disminución en el tamaño de grano en ambos tramos. Esta tendencia se interpreta como el paso hacia zonas más profundas de la cuenca. Como se comentó en la descripción de la sección, únicamente se pudo acceder a los términos lateralmente equivalentes a los niveles superiores. Aquí, los fósiles, aunque desarticulados en su totalidad, presentan un alto porcentaje de restos completos. Así mismo, los fragmentos encontrados en la asociación tienen las aristas mayoritariamente agudas, lo que significa que no han sido desgastados por procesos mecánicos o químicos, o por el efecto combinado de ambos (*corrasion sensu* Brett y Baird, 1986). Este tipo de preservación es consistente con un medio de baja turbulencia hidrodinámica. Es decir, por debajo del nivel de acción del oleaje y corrientes litorales y por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas en buen tiempo. La desarticulación de los bivalvos pudo estar condicionada por la actividad de los organismos bioturbadores, como han sugerido varios autores (Boyd y Newell, 1972; Brett y Baird, 1986; Kidwell y Bosence, 1991; Aguirre, 1992, 1996). Además, la bioturbación puede ser el agente responsable del predominio de restos orientados con la concavidad hacia arriba y preferentemente verticales, como ocurre en medios poco energéticos (Salazar-Jimenez *et al.*, 1982).

Por otro lado, los restos dispersos en la matriz indican una tasa de sedimentación importante (Kidwell y Bosence, 1991). El efecto combinado de un ambiente poco energético y un enterramiento rápido evitaría la exposición sobre el fondo durante mucho tiempo, favoreciendo la preservación de restos completos y fragmentos con las aristas agudas.

Arquitectura interna del Plioceno de la Cuenca de Almayate

El conjunto plioceno de la Cuenca de Almayate constituye un ciclo sedimentario de profundización-

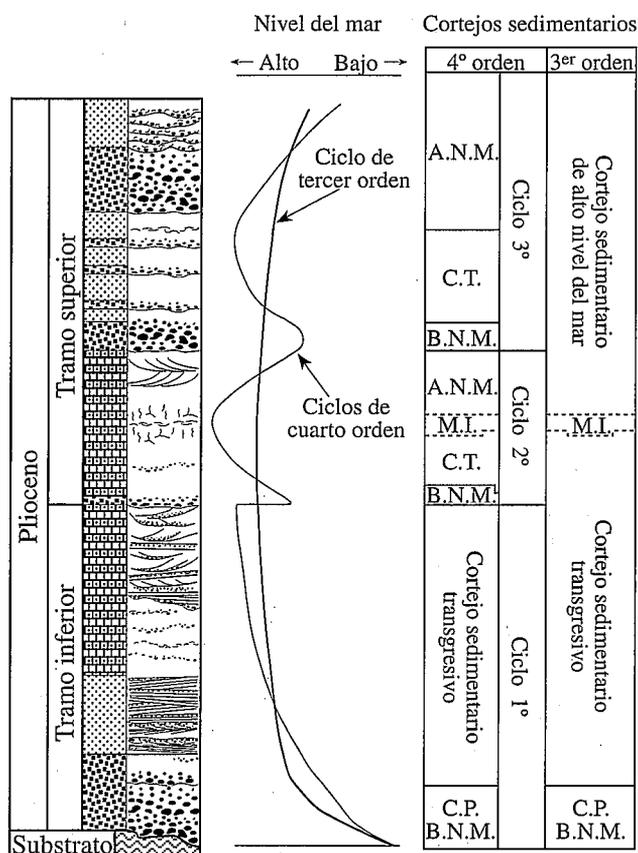


Figura 4.- Modelo de ciclicidad inferida para el conjunto plioceno de la Cuenca de Almayate. Toda la secuencia pliocena representa un ciclo de tercer orden de profundización-somerización completo. Esta tendencia está modulada por la existencia de tres ciclos de mayor frecuencia (cuarto orden). En la columna de la derecha se indican los diferentes cortejos sedimentarios deducidos de la arquitectura estratigráfica y del análisis de facies, además de la posición de los tres ciclos de cuarto orden inferidos. C.P.B.N.M.: Cuñas progradantes del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar; B.N.M.: cortejo sedimentario de bajo nivel del mar; C.T.: Cortejo sedimentario transgresivo; M.I.: Máxima inundación; A.N.M.: Cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

somerización completo. Estos materiales se atribuyen al Plioceno inferior, pudiendo empezar durante el Mesiniense terminal o tránsito Mio-Plioceno (Mayoral y Rodríguez-Vidal, 1994) y extenderse hasta la parte basal del Plioceno superior (Aguirre, 1995b). Esto supone un rango temporal de aproximadamente 1,5-2 Ma, intervalo que está dentro del rango temporal de los ciclos estratigráficos de tercer orden (Mitchum y Van Wagoner, 1991; Vail *et al.*, 1991). Por tanto, los materiales estudiados se pueden considerar como una secuencia deposicional de tercer orden (Fig. 4).

Internamente se pueden identificar los distintos cortejos sedimentarios que conforman dicha secuencia estratigráfica (Fig. 5). De esta forma, las brechas y conglomerados rojizos de la base del Plioceno, atribuidos a los depósitos continentales de un abanico deltaico, representan los sedimentos de cuñas progradantes del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (Figs. 4 y 5a).

La evolución paleoambiental inferida anteriormente sugiere una profundización hacia techo, alcanzándose

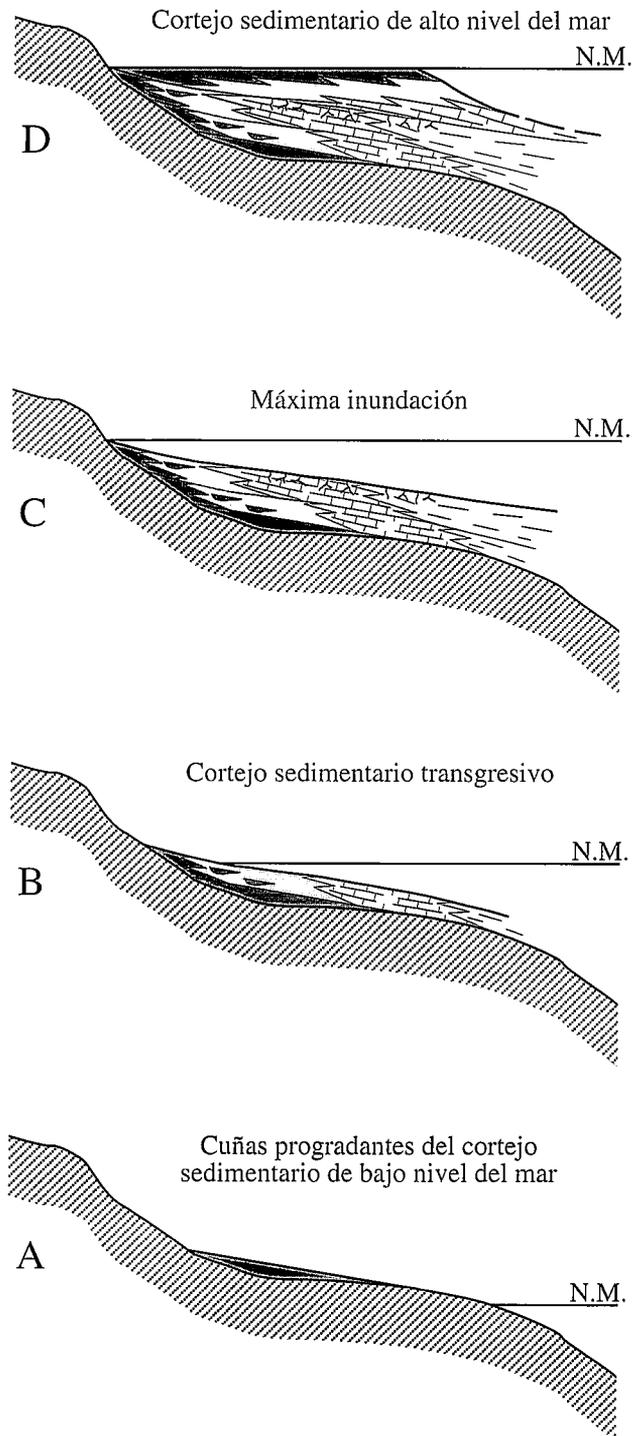


Figura 5.- Modelos sedimentarios para la formación del conjunto plioceno de la Cuenca de Almayate. A) En la primera etapa, durante las condiciones de bajo nivel del mar, se depositaron materiales continentales correspondientes a las cuñas progradantes del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar. B) Según se producía el ascenso eustático del nivel del mar se depositaron los materiales del cortejo sedimentario transgresivo. C) Durante el periodo de máxima inundación marina se favoreció una etapa de bioturbación intensa del fondo marino como consecuencia de una disminución en la tasa de sedimentación, condición que suele estar asociada a este intervalo. D) Tras el máximo de inundación se produjo la progradación de facies en condiciones de nivel del mar estable, formándose los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar. N.M.: Nivel del mar.

el máximo de profundización en las calcarenitas bioturbadas que hay en torno al nivel de concentración de *Hippochaeta* sp. del segundo tramo. Por tanto, el conjunto de materiales comprendidos entre la base de la unidad pliocena y estas calcarenitas se corresponden con los depósitos del cortejo sedimentario transgresivo (Figs. 4 y 5b). Esta interpretación está corroborada por la geometría de solapamiento expansivo que muestran estos materiales. Dicha geometría se pone de manifiesto tanto en la Cuenca de Almayate como en la Cuenca de Estación Valle-Niza (Fig. 2).

Las calcarenitas bioturbadas se atribuyen a los depósitos del máximo transgresivo (Figs. 4 y 5c). El hecho de que sean sedimentos muy bioturbados implica la existencia de una baja tasa de sedimentación, circunstancia que suele favorecerse durante un periodo de máxima inundación (Fürsich *et al.*, 1991; Lewis y Ekdale, 1992; Kidwell, 1993). No obstante, no se observa ninguna superficie característica que marque el final del cortejo transgresivo (*maximum flooding*), lo que quizás sea debido al alto grado de bioturbación que destruye cualquier señal sedimentaria original. Es posible que la gran concentración de restos que se detecta en torno a la concentración de *Hippochaeta* pueda representar una amalgamación de las acumulaciones que se pueden producir durante el máximo de inundación y el inicio de la progradación del cortejo sedimentario de alto nivel del mar (Banerjee y Kidwell, 1991; Kidwell, 1991b, 1993).

Por encima de la capa de concentración de *Hippochaeta* vuelve a aumentar el contenido en siliciclásticos, lo que se ha atribuido a una somerización. Además del cambio litológico y de facies observado, también se infiere un cambio en la geometría de las capas, pasando de solapamiento expansivo a progradación. Por todo ello, estos materiales se atribuyen a los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar (Figs. 4 y 5d).

Dentro del ciclo sedimentario representado por toda la unidad pliocena es posible identificar tres ciclos de mayor frecuencia, que se corresponderían con ciclos de cuarto orden (Fig. 4). El primer ciclo correspondería a todo el tramo inferior, el cual muestra un patrón muy asimétrico. Las brechas y conglomerados rojos de la base de la secuencia representan los sedimentos del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar. El resto de los materiales de este tramo se atribuyen a los depósitos del cortejo sedimentario transgresivo (Fig. 4).

La progresiva tendencia a la profundización reflejada por los sedimentos y las facies que conforman el resto del tramo inferior se vio truncada por la nueva entrada de materiales terrígenos de la base del segundo tramo (Fig. 4). Dentro de este segundo tramo se pueden identificar dos ciclos sedimentarios menores de profundización-somerización (Fig. 4). En el primer ciclo, que incluye los conglomerados basales y las calcarenitas-calcirruditas que se le superponen, la tendencia de profundización-somerización se pone de manifiesto por la disminución y posterior aumento en la relación siliciclastos/bioclastos. De esta forma, los conglomerados

representan los depósitos del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar. Hacia techo se infiere una continua profundización hasta el intervalo bioturbado, donde se encuentra el nivel de concentración de *Hippochaeta* sp., por lo que dichos materiales se asignan a los depósitos del cortejo sedimentario transgresivo. Las calcarenitas bioturbadas donde se produce esta acumulación de bivalvos podrían corresponderse con los depósitos del máximo transgresivo, aunque, como se comentaba anteriormente, no es evidente la existencia de ninguna superficie clara que marque dicho depósito. Por encima, y hasta el comienzo de la nueva entrada de material terrígeno, se sitúan los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar (Fig. 4).

En el segundo ciclo, la tendencia de profundización-somerización se infiere, además de por una variación similar a la descrita anteriormente en el contenido en bioclastos y terrígenos, por un cambio en el espesor de los bancos conglomeráticos. Así, la mitad inferior del ciclo está constituido por bancos de conglomerados (cortejo sedimentario de bajo nivel del mar) que disminuyen de espesor progresivamente hasta una nueva acumulación de *Hippochaeta* (cortejo sedimentario transgresivo) y el superior por un aumento de potencia (cortejo sedimentario de alto nivel del mar) (Fig. 4). Este dispositivo geométrico se asigna a la disminución en la cantidad de aportes que llegan distalmente según progresa la subida relativa del nivel del mar, ya que los materiales terrígenos quedan atrapados en las zonas más proximales (Posamentier *et al.*, 1988).

Evolución secuencial, origen de la ciclicidad y factores que la controlan

La tendencia global del nivel del mar observada durante todo el Plioceno es un descenso eustático después de una rápida y fuerte subida del nivel del mar registrada en la base del Plioceno o en el tránsito Mioceno/Plioceno (Haq *et al.*, 1987; Hardenbol *et al.*, 1998). Este patrón ha sido reconocido en numerosas cuencas del este de la Península Ibérica (Martinell, 1988; Montenat, 1990; Nachite, 1993; Aguirre, 1998) y a lo largo de la Cuenca del Guadalquivir (Sierro *et al.*, 1990).

A lo largo de todo el litoral sur de la península Ibérica raramente se preservan los sedimentos correspondientes a los depósitos de cuñas progradantes de bajo nivel del mar (*lowstand-wedge systems tract*). Únicamente son reconocidos con claridad en la Cuenca de Almayate y en la vecina Cuenca de Estación Valle-Niza (Fig. 2) (Aguirre, 1995b). En la Cuenca de Nerja también se reconoce un conjunto de depósitos terrígenos continentales temporalmente equivalentes a los estudiados en Almayate (Guerra Merchán y Serrano, 1993; Mayoral y Rodríguez Vidal, 1994) que podría atribuirse, por tanto, a los depósitos de este cortejo sedimentario. La presencia de estos materiales puede estar relacionada con la continua alimentación de terrígenos a la que estuvieron sometidas estas cuencas (Aguirre, 1995b).

En los perfiles sísmicos realizados en el Mediterráneo tampoco se reconocen con claridad depósitos del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar, ya que sobre el Mioceno descansan lodos hemipelágicos, turbiditas y contouritas plio-cuaternarias en prácticamente todo el Mediterráneo (Nesteroff *et al.*, 1972; Alonso *et al.*, 1999). Un reducido desarrollo del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar, e incluso su ausencia, puede estar condicionado por un incremento en la tasa de subsidencia y/o por un aumento brusco en el nivel del mar. En el caso del comienzo del Plioceno ambos factores concurren (Ryan, 1976; Kenter *et al.*, 1990), por lo que sus efectos pudieron sumarse, inhibiendo el desarrollo del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar. Tan sólo, en la base de la secuencia pliocena de la Cuenca de Alborán los lodos hemipelágicos están precedidos por unas turbiditas poco potentes (Nesteroff *et al.*, 1972; Alonso *et al.*, 1999), depósitos que generalmente se desarrollan durante la etapa de bajo nivel del mar (Posamentier y Vail, 1988; Haq, 1991; Vail *et al.*, 1991).

La tendencia generalizada de descenso eustático del nivel del mar observada en la Cuenca de Almayate está modulada, a su vez, por cambios relativos del nivel del mar de mayor frecuencia. Como ya se ha comentado anteriormente, se reconocen hasta tres ciclos sedimentarios de cuarto orden. Un patrón similar ha sido reconocido en los depósitos pliocenos que afloran en la Rambla de Carboneras (al norte de la localidad del mismo nombre) y en el borde oriental de la Sierra de Gádor (Aguirre, 1995b). Por tanto, se puede pensar en una causa alocíclica para explicar el origen de la ciclicidad de cuarto orden, ya que se puede reconocer en áreas muy distantes del litoral sur mediterráneo de España, siempre que las facies lo permitan.

Numerosos autores coinciden en que el intervalo Plioceno Inferior-base del Plioceno Superior (aprox. 5,2-3,1 Ma, equivalente al Plioceno 1 de Montenat, 1977) se dieron unas condiciones climáticas aproximadamente estables (Thunell, 1979; Thunell y Williams, 1983; Weissert *et al.*, 1984; Sprovieri, 1990). Sin embargo, existen algunas pequeñas fluctuaciones de gran amplitud de periodos cálidos y fríos que se correlacionan con subidas y bajadas eustáticas del nivel del mar (Kranz, 1991). En el Mediterráneo, Sprovieri (1990) y Thunell *et al.* (1991) señalan la existencia de fluctuaciones climáticas de alta frecuencia entre la base de la zona M PI 3 y el techo de la zona M PI 4 (aprox. 4,5-3,1 Ma) moduladas, probablemente, por los ciclos de precesión. De igual forma, Zubakov (1992) indica la existencia de tres transgresiones durante el Plioceno 1, después de la transgresión de la base del Plioceno, que facilitaron la conexión entre el Mediterráneo y el Mar Negro. Así mismo, Poag y Low (1985) detectan tres descensos eustáticos en testigos de sondeos realizados en el margen continental de Irlanda. El más bajo ocurrió entre 4,2 y 3,8 Ma, los otros dos son fluctuaciones menores producidas entre 3,8 y 2,8 Ma. Kranz (1991) también constata tres bajadas del nivel del mar en la plataforma costera del margen atlántico de Estados

Unidos, entre 4,4 y 4,1 Ma y otras dos menores entre 3,65 y 3,45 Ma. Finalmente, Thiede *et al.* (1998) señalan la existencia de tres pulsos menores de fluctuaciones glacioeustáticas que produjeron la entrada de materiales terrígenos procedentes de los glaciares (*ice-rafted debris*) en el Atlántico Norte y en los mares nórdicos: hace 5,5, 5,1 y 4,5 Ma.

En la curva EXXON de ciclos eustáticos (Haq *et al.*, 1987; Hardenbol *et al.*, 1998) también se identifican tres ciclos de bajada-subida del nivel del mar relacionados con ciclos glacioeustáticos. El primer evento de bajada del nivel del mar, de muy poca embergadura, tuvo lugar hace 4,2 Ma, el siguiente ocurrió hacia los 3,8 Ma y el último está datado en aproximadamente 3 Ma.

Por todo ello, es factible concluir que la ciclicidad de alta frecuencia (cuarto orden) reconocida en los sedimentos pliocenos de la Cuenca de Almayate puede estar ligada con estos pulsos eustáticos, los cuales tiene su origen en fluctuaciones climáticas. En definitiva, se trataría de ciclos glacioeustáticos de cuarto orden.

No obstante, la posibilidad de que el límite entre los dos primeros ciclos de cuarto orden esté controlado por una actividad tectónica local, y no climática, no puede ser definitivamente excluida. Como se ha visto anteriormente, este límite (coincidente con el contacto entre los dos tramos reconocidos) está marcado por un truncamiento en la evolución secuencial; se pasa de la fase transgresiva (techo del primer tramo) a los depósitos de la fase de bajo nivel del mar del siguiente ciclo (base del segundo tramo). Esta ruptura puede atribuirse a un pulso de levantamiento de los relieves circundantes que provocaría una somerización relativa y una reactivación de los sistemas de drenaje y, consecuentemente, favorecería la entrada masiva de material terrígeno.

Conclusiones

El relleno plioceno de la Cuenca de Almayate está integrado por una única secuencia deposicional atribuida al Plioceno Inferior. Dicha secuencia representa un ciclo sedimentario de profundización-somerización de tercer orden. Dentro de esta secuencia deposicional se pueden reconocer dos tramos. El tramo inferior comienza con brechas y bloques procedentes del basamento bético circundante. Se trata de materiales continentales formados en la zona de cabecera de un abanico aluvial. Hacia arriba se pasa gradualmente a arenas y conglomerados bioclásticos formados dentro de la franja litoral. Las estructuras sedimentarias presentes indican, más concretamente, que son sedimentos correspondientes a depósitos de playas y submareales someros. Según se sube en la serie se asiste a una disminución progresiva en el contenido en terrígenos a favor de un aumento en el material carbonatado, representado por bioclastos, interpretado como una progresiva profundización de la cuenca. Esta tendencia se ve interrumpida por el inicio del segundo tramo, caracterizado por la nueva entrada de bloques y brechas. Esta ruptura en el patrón de sedimentación puede estar relacionado con un pulso tectónico de levantamiento de las

sierras circundantes que reactivó nuevamente los sistemas fluviales y favoreció una somerización relativa. La presencia de fósiles marinos indica que, a diferencia del inicio del primer tramo, estos sedimentos corresponden a depósitos proximales de abanico deltaico. Hacia la mitad del segundo tramo se pasa gradualmente a unas calcarenitas-calcirruditas prácticamente desprovistas de material terrígeno. Al igual que en el primer tramo, esta tendencia se atribuye a una progresiva profundización. Hacia el último tercio del tramo superior hay un intervalo intensamente bioturbado, que además coincide con una acumulación de *Hippochaeta* sp. Estos materiales se atribuyen a los depósitos más profundos, formados durante el máximo de inundación marina. Por encima de este intervalo bioturbado se encuentra una secuencia conglomerática que indica la progradación de las facies proximales del abanico deltaico sobre facies de plataforma interna. A lo largo de toda la secuencia se observan numerosos depósitos residuales (*lags*) de conglomerados bioclásticos o acumulaciones residuales de fósiles. Son niveles de espesor centimétrico interpretados como depósitos de tormentas.

Dentro de la tendencia de profundización-somerización comentada anteriormente, se pueden reconocer tres ciclos sedimentarios de mayor frecuencia (ciclos de cuarto orden). El tramo inferior representa un único ciclo, caracterizado por los depósitos de los cortejos sedimentarios de bajo nivel del mar y transgresivo. Los otros dos ciclos se reconocen dentro del tramo superior. Son ciclos completos representados por los cortejos sedimentarios de bajo nivel del mar, transgresivo y alto nivel del mar, excepto el primer ciclo, que carece del cortejo sedimentario de alto nivel del mar. El patrón eustático representado por la secuencia pliocena completa marca la subida eustática de la base del Plioceno y la subsiguiente regresión hacia la parte alta del Plioceno Inferior-base del Plioceno Superior (equivalente al Plioceno 1 de Montenat, 1977). Por otra parte, la ciclicidad de cuarto orden puede estar controlada por ciclos glacioeustáticos de mayor frecuencia, conjuntamente con la actividad tectónica local.

Quiero agradecer las correcciones de dos revisores anónimos y las anotaciones editoriales del Dr. Calvo Sorando. Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación "Cambios climáticos en el sur de España durante el Neógeno", de la Fundación Ramón Areces, y por el Grupo de Investigación 4076, "Paleogeografía de Cuencas Sedimentarias", de la Junta de Andalucía.

Bibliografía

- Aguirre, J. (1992): Evolución de las asociaciones fósiles del Plioceno marino de Cabo Roche (Cádiz). *Rev. Esp. Paleont.*, Extra: 3-10.
- Aguirre, J. (1995a): Implicaciones estratigráficas y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocenos de Cádiz (SW de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 153-166.
- Aguirre, J. (1995b): *Tafonomía y Evolución Sedimentaria del Plioceno Marino en el Litoral Sur de España entre Cádiz y Almería*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 419p.

- Aguirre, J. (1996): Modelo de tafofacies en el Plioceno inferior de la cuenca de Almería-Níjar (SE de España). En: *Tafonomía y fosilización* (G. Meléndez-Hevia, M.F. Blasco-Sancho, y I. Pérez-Urresti, Eds.), Zaragoza. 11-18.
- Aguirre, J. (1998): El Plioceno del SE de la península Ibérica (provincia de Almería). Síntesis estratigráfica, sedimentaria, bioestratigráfica y paleogeográfica. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 297-315.
- Alonso, B., Ercilla, G., Martínez-Ruiz, F., Baraza, J. y Galimont, A. (1999): Pliocene-Pleistocene sedimentary facies at Sites 976: Depositional history in the northwestern Alboran Sea. *Proc. ODP, Sci. Resul.*, 161: 57-68.
- Banerjee, I. y Kidwell, S.M. (1991): Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: An example from the lower Cretaceous Mannville Group of Canada. *Sedimentology*, 38: 913-934.
- Berggren, W.A. y Van Couvering, J.A. (1974): The late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 16: 1/2: 1-216.
- Boyd, D.W. y Newell, N.D. (1972): Taphonomy and diagenesis of a Permian fossil assemblage from Wyoming. *Jour. Paleontol.*, 46: 1-14
- Brett, C.E. y Baird, G.C. (1986): Comparative taphonomy: A key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, 1: 207-227.
- Bromley, R.G. (1990): *Trace Fossils. Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman, Londres. 280p.
- Cita, M.B. (1975): Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. Ital. Paleont.*, 81: 527-544.
- Civis, J., Martinell, J., Andrés, I., Doménech, R., Flores, J.A., Gilbert, J.M., Gili, C., González-Delgado, J.A., Mayoral, A., Sierro, F.J. y Valle, M.F. (1994): El Plioceno marino en las cuencas Catalanas y del Guadalquivir. *X Jor. Paleontol.*, Madrid. 46-48.
- Cloetingh, S., McQueen, H. y Lambeck, K. (1985): On a tectonic mechanism for regional sealevel variations. *Earth Planet. Sci. Letters*, 75: 157-166.
- Crampton, J.S. (1988): Comparative taxonomy of the bivalve families Isognomonidae, Inoceramidae, and Retroceramidae. *Palaeontology*, 31: 965-996.
- Cheel, R.J. y Leckie, D.A. (1993): Hummocky cross-stratification. En: *Sedimentology Review*, (V.P. Wright, Ed.). Blackwell Science, Oxford. 103-122.
- Dam, G. (1990): Paleoenvironmental significance of trace fossils from the shallow marine lower Jurassic Neil Klintner Formation, East Greenland. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 79: 221-248.
- Davies, D.J., Staff, G.M., Callender, W.R. y Powell, E.N. (1990): Description of a quantitative approach to taphonomy and taphofacies analysis: All dead things are not created equal. En: *Paleocommunity Temporal Dynamics: The Long-Term Development of Multispecies Assemblages* (W. III. Miller, Ed.). Paleont. Spec. Publ., 5: 328-350.
- De Boer, P.L. y Smith, D.G. (Eds.) (1994): Orbital Forcing and Cyclic Sequences. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 19, 559p.
- Dott, R.H. y Bourgeois, J. (1982): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 98: 663-680.
- Dpto. de Paleontología de la Universidad de Salamanca (1987) (Ed.): *Paleontología del Neógeno de Huelva (W. Cuenca del Guadalquivir)*. Ed. Univ. Salamanca, 163p.
- Driese, S.G. y Foreman, J.L. (1992): Paleopedology and paleoclimatic implications of late Ordovician vetric paleosols, Juniata Formation, southern Appalachians. *Jour. Sed. Petrol.*, 62: 71-83.
- Einsele, G. (1991): Submarine mass flow deposits and turbidites. En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken, y A. Seilacher, Eds.). Springer-Verlag, Berlín. 313-339.
- Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (1991): Cycles and events in stratigraphy. Basic concepts and terms. En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken, y A. Seilacher, Eds.). Springer-Verlag, Berlín. 1-19.
- Flessa, K.W. y Brown, T.J. (1983): Selective solution of macroinvertebrate calcareous hard parts: A laboratory study. *Lethaia*, 16: 193-205.
- Fourniguet, J. y Le Calvez, Y. (1975): Sur le Pliocène de la côte d'Andalousie (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 17: 604-611.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W., Jaitly, A.K. y Singh, I.B. (1991): Faunal response to transgressive-regressive cycles: Examples from the Jurassic of western India. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 85: 149-159.
- Gignoux, M. y Fallot, P. (1922): Le Pliocène marin sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 175: 281-283.
- Guerra Merchán, A. y Serrano, F. (1993): Análisis estratigráfico de los materiales Neógeno-Cuaternarios de la región de Nerja. En: *Geología de la Cueva de Nerja* (F. Carrasco, Ed.). Trabajos Sobre la Cueva de Nerja, 3: 55-90.
- Haq, B.V. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level, and significance for the deep sea. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 12: 3-39.
- Haq, B.V., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.C. y Vail, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (P.C. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, y P.R. Vail, Eds.). *SEPM Spec. Publ.*, 60: 3-13.
- Iaccarino, S.M., Cita, M.B., Gaboardi, S. y Gruppini, G.M. (1999): High-resolution biostratigraphy at the Miocene/Pliocene boundary in holes 974B and 975B, western Mediterranean. *Proc. ODP, Sci. Res.*, 161: 197-221.
- James, N.P. (1972): Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure. *Jour. Sed. Petrol.*, 42: 817-836.
- Kenter, J.A.M., Reymer, J.J.G., van der Straaten, H.C. y Peper, T. (1990): Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza region (southern Spain). *Sedim. Geol.*, 67: 263-280.
- Kidwell, S.M. (1991a): The stratigraphy of shell concentrations. En: *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record* (P.A. Allison, y D.E.G. Briggs, Eds.). Plenum Press, New York. 211-290.
- Kidwell, S.M. (1991b): Condensed deposits in siliciclastic sequences: Expected and observed features. En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken, y A. Seilacher, Eds.). Springer-Verlag, Berlín. 682-695.
- Kidwell, S.M. (1993): Taphonomic expressions of sedimentary hiatuses: Field observations on bioclastic concentrations and sequence anatomy in low, moderate and high subsidence

- settings. *Geol. Rundschau*, 82: 189-202.
- Kidwell, S.M. y Bosence, D.W.J. (1991): Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. En: *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record* (P.A. Allison, y D.E.G. Briggs, Eds.). Plenum Press, New York. 115-209.
- Kidwell, S.M. y Holland, S.M. (1991): Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaios*, 6: 426-434.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. y Aigner, T. (1986): Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1: 228-238.
- Kranz, D.E. (1991): A chronology of Pliocene sea-level fluctuations: The U.S. middle Atlantic Coastal Plain record. *Quater. Sci. Rev.*, 10: 163-174.
- Lewis, D.W. y Ekdale, A.A. (1992): Composite ichnofabric of a mid-Tertiary unconformity on a pelagic limestone. *Palaios*, 7: 222-235.
- Li, M.Z. y Komar, P.D. (1992): Longshore grain sorting and beach placer formation adjacent to the Columbia River. *Jour. Sed. Petrol.*, 62: 429-441.
- Martinell, J. (1988): An overview of the marine Pliocene of N.E. Spain. *Géol. Méditerran.*, 15: 227-233.
- Mayoral, E. y Rodríguez-Vidal, J. (1994): Aspectos morfosedimentarios de la transgresión pliocena en Almayate (Málaga). *Geogaceta*, 16: 110-113.
- Méndez-Cecilia, M.A. (1971a): Nota sobre el Plioceno de la costa de Almería. *Acta Geol. Hisp.*, 6: 147-148.
- Méndez-Cecilia, M.A. (1971b): Pectínidos pliocenos de Almería. *Estudios Geol.*, 27: 487-495.
- Miall, A.D. (1997): *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, Berlin, 433.
- Middleton, G.V. (1967): The orientation of concave-convex particles deposited from experimental turbidity currents. *Jour. Sed. Petrol.*, 37: 229-232.
- Mitchum, R.M., Jr. y Van Wagoner, J.C. (1991): High-frequency and their stacking patterns: Sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sediment. Geol.*, 70: 131-160.
- Montenat, C. (1977): *Les Bassins Néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques Orientales - Espagne)*. *Stratigraphie, Paleogeographie et Evolution Dynamique*. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 69: 345.
- Montenat, C. (Ed.) (1990): *Les Bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne)*. Doc. et Trav. IGAL., 12-13: 392.
- Nachite, D. (1993): *Los Ostrácodos y la Evolución Paleambiental del Neógeno del NO de Marruecos y del SE de España*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 310p.
- Nesteroff, W.D., Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., Pautot, G., Wezel, F.C., Lort, J.M., Cita, M.B., Maync, W., Stradner, H. y Dumitrica, P. (1972): Evolution de la sédimentation pendant le Néogène en Méditerranée d'après les forages JOIDES-DSDP. En: *The Mediterranean Sea* (D.J. Stanley, Ed.). Hutchinson & Ross. 47-62.
- Poag, C.W. y Low, D. (1985): Environmental trends among Neogene benthic foraminifers at Deep Sea Drilling Project Site 548, Irish continental margin. *Init. Repts. DSDP*, 80: 489-503.
- Posamentier, H.W. y Vail, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition: II - Sequence and systems tract models. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.K. Hastings, H. Posamentier, J. Van Wagoner, C.A. Ross, y Kendall, C.G, Eds). *SEPM Spec. Publs.*, 42: 125-154.
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T. y Vail, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition: I - Conceptual framework. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. (C.K. Wilgus, B.K. Hastings, H. Posamentier, J. Van Wagoner, C.A. Ross, y Kendall, C.G, Eds). *SEPM Special Publ.*, 42: 109-124.
- Postma, G. (1990): Depositional architecture and facies of river and fan deltas: A synthesis. En: *Coarse-Grained Deltas* (A. Colella, y D.B. Prior, Eds.). *Spec. Publs. Int. Assoc. Sediment.*, 10: 13-27.
- Powell, E.N., Staff, G.M., Davies, D.J. y Callender, W.R. (1989): Macrobenthic death assemblages in modern marine environments: Formation, interpretation, and application. *Aquatic Sc.*, 1: 555-589.
- Reineck, E.H. y Singh, I.B. (1986): *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlín. 551p.
- Rio, D., Sprovieri, R. y Di Stefano, E (1994): The Gelasian stage: A proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series. *Riv. Ital. Paleontol. Strat.*, 100: 103-124.
- Rio, D., Sprovieri, R. y Raffi, I. (1984): Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene-lower Pleistocene succession in Capo Rossello area, Sicily. *Mar. Micropaleont.*, 9: 135-180.
- Ryan, W.B.F. (1976): Qualitative evaluation of the depth of western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23: 791-813.
- Salazar-Jimenez, A., Frey, R.W. y Howard, J.D. (1982): Concavity orientations of bivalve shells in estuarine and nearshore shelf sediments, Georgia. *Jour. Sed. Petrol.*, 52: 565-586.
- Seilacher, A. (1984): Constructional morphology of bivalves: Evolutionary pathways in primary versus secondary soft-bottom dwellers. *Paleontology*, 27: 207-237.
- Seilacher, A. (1991): Events and their signatures. An overview. En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken, y A. Seilacher, Eds.). Springer-Verlag, Berlín. 283-297.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1990): The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Paleontol. Evolució, Mem. Espec.*, 2: 209-250.
- Sprovieri, R. (1990): Plio-Pleistocene paleoclimatic evolution at ODP Leg 107 Site 653 (Tyrrhenian sea-western Mediterranean). *Mem. Soc. Geol. It.*, 44: 135-144.
- Sprovieri, R. (1992): Mediterranean Pliocene biochronology: An high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 98: 61-100.
- Staff, G.M., Stanton, R.J., Jr., Powell, E.N. y Cummins, H. (1986): Time-averaging, taphonomy and their impact on paleocommunity reconstruction: Death assemblages in Texas bays. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 428-443.
- Stanley, S.M. (1972): Functional morphology and evolution of byssally attached bivalve mollusks. *Jour. Paleontol.*, 46: 165-212.
- Stenzel, H.B. (1971): Oysters. En: *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N, vol. 3 (of 3). Mollusca. Bivalvia*. (Moore, R.C. Ed.). *Geol. Soc. Am. & Univ. Kansas, Lawrence*: 952-1224.
- Thiede, J., Winkler, A., Wolf-Welling, T., Eldholm, O., Myrhe, A.M., Baumann, K.H., Henrich, R. y Stein, R. (1998): Late Cenozoic history of the polar North Atlantic: Results from ocean drilling. *Quater. Sci. Rev.*, 17: 185-208.
- Thunell, R.C. (1979): Climatic evolution of the Mediterranean Sea during the last 5.0 million years. *Sedim. Geol.*, 23: 67-79.
- Thunell, R.C. y Williams, D.F. (1983): The stepwise development of Pliocene-Pleistocene paleoclimatic and

- paleoceanography conditions in the Mediterranean: Oxygen isotopic studies of DSDP Sites 125 and 132. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 30: 111-127.
- Thunell, R.C., Rio, D., Sprovieri, R. y Vergnaud-Grazzini, C. (1991): An overview of the post-Messinian paleoenvironmental history of the western Mediterranean. *Paleoceanography*, 6: 143-164.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. y Perez-Cruz, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - An overview. En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken, y A. Seilacher, Eds.). Springer-Verlag, Berlín. 617-659.
- Weissert, H.J., McKenzie, J.A., Wright, R.C., Clark, M., Oberhänsli, H. y Casey, M. (1984): Paleoclimatic record of the Pliocene at Deep Sea Drilling Project Sites 519, 521, 522 and 523 (central south Atlantic). *Init. Repts. DSDP*, 73: 701-715.
- Zaleha, M.J. (1997): Siwalik paleosols (Miocene, northern Pakistan): Genesis and controls on their formation. *Jour. Sed. Research, Sec. A*, 67: 821-839.
- Zubakov, V. (1992): Correlation of the late Neogene climate events of Atlantic, Mediterranean and Ponto-Caspian. *First Congr. R.C.A.N.S.*, Lisboa: 119-122.

Manuscrito recibido el 22 de Marzo de 2000
Aceptado el manuscrito revisado el 19 de Julio de 2000