

EL PLIOCENO DEL SE DE LA PENINSULA IBERICA (PROVINCIA DE ALMERIA). SINTESIS ESTRATIGRAFICA, SEDIMENTARIA, BIOESTRATIGRAFICA Y PALEO GEOGRAFICA

J. Aguirre

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Campus Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada, España.

Resumen: En este trabajo se presenta un estudio sintético del Plioceno marino que aflora en el Campo de Dalías, Cuenca de Almería-Níjar y Cuenca de Carboneras (provincia de Almería, SE de España). El relleno plioceno de esta zona está constituido por dos unidades separadas por una discordancia. La unidad inferior, denominada Unidad I, muestra una evolución de facies somerizante a techo: se pasa de facies de plataforma externa, por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas, a facies de plataforma interna somera, afectada por el oleaje de mareas y de tormentas. Localmente, se desarrollaron sistemas deltaicos que aportaron material terrígeno. En estos casos, se observa una evolución vertical de facies de plataforma externa en la base a facies de frente deltaico en el techo. La paleocosta durante el depósito de esta unidad se situó al pie de los relieves béticos que limitan por el N la zona de estudio. Por el E, los materiales volcánicos del complejo Sierra de Gata-Serrata de Níjar constituyeron un relieve emergido que individualizó la Cuenca de Carboneras de la Cuenca de Almería-Níjar. La parte baja de la Unidad I pertenece a la biozona M Pl 2 de Cita (1975), Plioceno inferior. En el techo, los datos son poco precisos y ofrecen un rango cronológico máximo comprendido entre la aparición de *Globorotalia crassaformis* (3,6 Ma) y el techo de la biozona M Pl 4 (3,17 Ma); es decir, corresponde al tránsito Plioceno inferior-Plioceno superior, probablemente a la base del Plioceno superior. La unidad superior, denominada Unidad II, que aflora ampliamente en la Cuenca de Almería-Níjar, descansa sobre materiales de la Unidad I. Constituye una secuencia de profundización-somerización, caracterizada por la presencia de bancos coralinos de *Cladocora caespitosa* y depositada en un ambiente de abanico deltaico que progradó en una bahía somera y protegida. Presenta una distribución paleogeográfica más restringida que la Unidad I. La paleocosta se situó en la zona central de la cuenca. Durante el máximo transgresivo, la paleocosta se situó posiblemente al pie de Sierra Alhamilla, como lo atestigua la presencia de colonias de *C. caespitosa* en los afloramientos inmediatamente al S de la sierra. La presencia de foraminíferos que se extinguen hacia el final del Plioceno superior, la ausencia de microfauna cuaternaria y la posición estratigráfica permiten datar estos materiales, por primera vez, como Plioceno superior. En el Campo de Dalías afloran unos depósitos estratigráficamente equivalentes a los de la Unidad II de la Cuenca de Almería-Níjar pero que no han sido datados hasta el momento.

Palabras claves: Plioceno, Almería, SE de España, estratigrafía, bioestratigrafía, paleogeografía, discordancia intrapliocena.

Abstract: An integrated study of the Pliocene marine sediments of Campo de Dalías, Almería-Níjar Basin, and Carboneras Basin (Almería, SE Spain) is presented. The Pliocene infill of these basins is represented by two unconformably overlying units. The lower unit, called Unit I, shows a shallowing-upwards trend: from outer platform facies, deposited below the storm wave base, at the bottom of the unit to shallow inner shelf facies, affected by storm waves and currents, at the top. Several deltaic systems locally developed. In these areas the sedimentation changes from outer platform deposits at the bottom of the unit to deltaic front facies at the top. The palaeocoast during the deposition of the unit bordered the Betic basement that limits the study area by the north. The volcanic materials of the Serrata de Níjar-Sierra de Gata complex in the east was an emerged area that separated the Carboneras Basin from the Almería-Níjar Basin. The lower part of Unit I belongs to the M Pl 2 biozone of Cita (1975), this is, Early Pliocene in age. The biostratigraphic data for the top of the unit are less precise; they reveal a maximum temporal range, extending from the first appearance of *Globorotalia crassaformis* (3.6 Ma) to the top of the M Pl 4 biozone (3.17 Ma); that is, the end of Unit I deposition took place within the Early-to-Late-Pliocene transition, more likely during the lowermost part of the Late Pliocene. The upper unit, called Unit II, which crops extensively out in Almería-Níjar Basin, overlies the lowermost Upper Pliocene deposits of the top of Unit I. It is a deepening-shallowing-upwards sequence deposited in a fan delta, which prograded in a shallow, sheltered bay. This unit is characterized by the presence of *Cladocora caespitosa* coral banks. The palaeocoast did not expand beyond the basin limits reached during the deposition of the underlying unit; it was located towards the centre of the Almería-Níjar Basin. Nonetheless, this limit expanded northwards during the maximum flooding, up to near the Sierra Alhamilla, as indicated by the presence of *C. caespitosa* colonies in some outcrops located close to the sierra. The presence of foraminifera that became

extinct at the top of the Late Pliocene, the absence of typical Quaternary microfauna, and the stratigraphic position of Unit II, all together allow to assign, for the first time, this unit to the Late Pliocene. In El Campo de Dalías area, stratigraphically equivalent sediments to Unit II of Almería-Níjar Basin crop out. Unfortunately, they have not been yet precisely dated.

Keywords: Pliocene, Almería (SE Spain), stratigraphy, biostratigraphy, palaeogeography, intrapliocene unconformity.

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

En la Península Ibérica, los materiales marinos pertenecientes al Plioceno se exponen, casi exclusivamente, a lo largo de la costa mediterránea y en el Golfo de Cádiz. El Plioceno de las cuencas catalanas, de la provincia de Huelva y de Cádiz ha sido intensamente estudiado, existiendo algunos trabajos de síntesis (Dpto. Paleontología de la Universidad de Salamanca, 1987; Martinell, 1988; Civis *et al.*, 1994; Aguirre, 1995a; Aguirre y Pineda, 1995).

En la provincia de Almería se encuentran magníficos afloramientos en los que se exponen secciones pliocenas que pueden seguirse por centenas de metros en continuidad lateral. Sin embargo, es notable la falta de un estudio sintético del Plioceno, ya que los trabajos existentes tratan aspectos parciales de la bioestratigrafía, paleontología descriptiva y estratigrafía de diversas cuencas del SE peninsular (Méndez Cecilia, 1971a, b; Fourniguet y Le Calvez, 1975; Iaccarino *et al.*, 1975; Perconig, 1976; Addicott *et al.*, 1978, 1979; Postma, 1979, 1983; Montecat, 1977, 1990a; Martín-Pérez y Martínez Gallego, 1989; Martín-Pérez, 1992; Boorsma, 1992, 1993). De este modo, aunque a grandes rasgos se conocen los diferentes materiales que integran el Plioceno de Almería, no existen correlaciones estratigráficas precisas dentro de cada cuenca o entre cuencas adyacentes. Esto, junto con la falta de una temporización adecuada de los diferentes materiales definidos (ver apartado de bioestratigrafía), ha llevado a correlaciones de conjuntos litológicos erróneas, poco precisas o, a veces, inclu-

so contradictorias (Fig. 1).

En este trabajo se ofrece un estudio sintético de los materiales pliocenos de la provincia de Almería que afloran entre Adra y Carboneras, al sur de la alineación montañosa constituida por las sierras de Gádor, Alhamilla y Cabrera. Se estudian las cuencas del Campo de Dalías o Poniente Almeriense, de Almería-Níjar y de Carboneras (Figs. 2 y 3). En todo el área se reconocen dos unidades pliocenas, denominadas Unidades I y II, separadas por una discordancia (Fig. 1). Se presenta una síntesis estratigráfica y sedimentológica, así como el marco temporal de referencia para los diferentes conjuntos de materiales definidos. Finalmente, se propone un modelo de evolución paleogeográfica para todo el área de estudio, integrando la evolución sedimentaria y estratigráfica de cada unidad y el significado paleogeográfico de la discordancia intrapliocénica. En definitiva, este trabajo pretende proporcionar un marco estratigráfico secuencial, sedimentológico, bioestratigráfico y paleogeográfico que sirva de referencia para comparar con otras áreas emergidas y del subsuelo del Mediterráneo adyacente al área de estudio, y que facilite otros estudios parciales del Plioceno (Aguirre *et al.*, 1994, 1996; Aguirre, 1996; Aguirre y Jiménez, 1997, 1998). Así mismo, es esencial para entender la evolución tectónica reciente del Mar de Alborán, ya que durante el Plioceno se produjeron importantes procesos tectónicos de escala regional, e incluso global, que conllevaron a la configuración geográfica actual del Mediterráneo (e.g. Maldonado, 1989; Comas *et al.*, 1992).

Síntesis estratigráfica

Campo de Dalías o Poniente Almeriense

En el Campo de Dalías el Plioceno aflora en una banda cartográfica situada entre Adra-Balanegra-Balerna-Matagorda-Punta Entinas-El Sabinar (Fig. 2). No obstante, el estudio en detalle de estos materiales está muy limitado, ya que se exponen en cantiles verticales de taludes de canteras o de construcciones urbanísticas, como en El Almerimar. A esto se le une la escasez de afloramientos adecuados ya que la inmensa mayoría de la superficie del Campo de Dalías está ocupada por invernaderos.

Los sedimentos estudiados se disponen discordantemente sobre diferentes materiales dependiendo de los puntos: a) rocas permo-triásicas de Sierra de Gádor (carretera

	Addicott et al. (1979)	Iaccarino et al. (1975)	Postma (1983)	Boorsma (1992)	Este trabajo
	Campo de Dalías	Almería-Níjar	Almería-Níjar	Almería-Níjar	Provincia de Almería
CUATERNARIO	Terrazas marinas	Terrazas marinas	Fm. Rambla de los Santos		Playas y abanicos aluviales
PLIOCENO SUPERIOR	? ? Fm. Entinas	? ? Fm. Morales	? ?	? ?	Unidad III Unidad II
	(Facies Astienses)		Fm. Barranco de Granaderos	Fm. Abrijoja	Unidad I
PLIOCENO INFERIOR	Fm. Loco (Facies Plascienses)	Fm. Cuevas Viejas			Unidad I

Figura 1.- Cuadro de correlación estratigráfica de las principales formaciones definidas en las cuencas del Campo de Dalías y de Almería-Níjar.

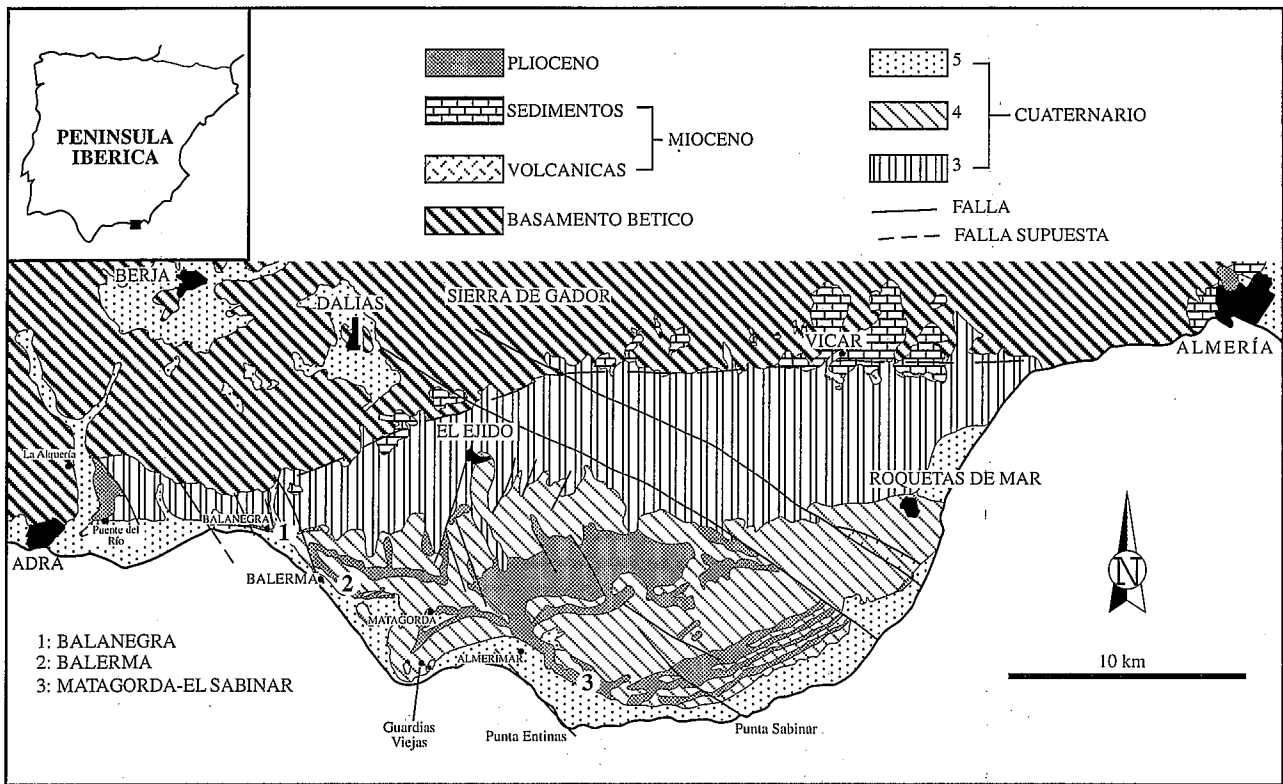


Figura 2.- Mapa geológico del Campo de Dalías o Poniente Almeriense, indicando los puntos donde se levantaron diferentes columnas estratigráficas (modificado de Baena *et al.*, 1981 y Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1995).

de La Alquería, E de Adra), b) calizas arrecifales mioceñas (O de Balanegra), y c) margas y arenas atribuidas al Mioceno superior, detectadas en sondeos (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). Discordantemente, por encima de los depósitos pliocenos, hay materiales de playas y abanicos aluviales atribuidos al Cuaternario (Baena *et al.*, 1981; Goy y Zazo, 1982, 1986).

Unidad I: La Unidad I está caracterizada por diversos materiales que representan diferentes facies. La máxima potencia aflorante varía entre algunos metros y más de 100 m. A lo largo del río Adra (N y NE de Adra), donde se localizan los afloramientos pliocenos más occidentales de la provincia de Almería, la unidad inferior está formada por aproximadamente 100 m de arenas, brechas y conglomerados. Los cantos son metamórficos, fundamentalmente cuarcitas y esquistos. Hacia la base afloran bancos de brechas y conglomerados con numerosas amalgamaciones internas y estratificaciones cruzadas. Según se sube en la serie se intercalan cada vez más bancos de arenas y microconglomerados entre los bancos conglomeráticos. Ocasionalmente se encuentran cuerpos con estratificaciones cruzadas sigmoidales, que se interpretan como barras de desembocadura de canales. En este área, la Unidad I está caracterizada por la presencia de balánidos, a veces concentrados en niveles discretos, muy desgastados y fragmentados. Hacia el techo de la unidad hay bancos de conglomerados que presentan una megaestratificación cruzada planar, de bajo ángulo, con un sentido de migración hacia el S-SE.

En Balanegra la Unidad I buza unos 20° hacia el E. De muro a techo se pasa gradualmente de una alternancia de conglomerados y arenas bioclásticas a conglomerados masivos. Los fósiles en las arenas están en capas horizontales más o menos continuas con muros erosivos (Fig. 4).

Hacia el S de la cuenca desaparecen gradualmente los conglomerados y se reconoce otra sucesión de materiales, cuyos rasgos más significativos pueden observarse en Balerma y en el transecto de Matagorda-Punta Entinas-El Sabinar (Figs. 2 y 4). La base de la Unidad I está representada por arcillas y limos arcillosos azules masivos, con fósiles dispersos y muy bien preservados. Hacia techo se pasa gradualmente a limos y arenas verdosas masivas intensamente bioturbadas en las que se intercalan capas de acumulación de fósiles con muros erosivos con un espesor entre 7 y 10 cm. Hacia la parte alta aumenta considerablemente el contenido bioclástico en las arenas, pasándose a techo de la unidad a calcarenitas y calcirruditas con megaestratificación cruzada cuneiforme con un sentido de migración hacia el S-SE. Internamente hay cuerpos con estratificación cruzada con un sentido de migración opuesto. Mientras que en el transecto Almerimar-El Sabinar estos materiales se caracterizan por la ausencia de siliciclásticos, en Balerma son relativamente abundantes los cantos de cuarcita.

Unidad II: Esta unidad, que se describe por primera vez en este trabajo (ver Aguirre, 1995b), sólo ha sido detectada en dos afloramientos al O y NO de Balanegra, en el talud S de la carretera Balanegra-Almería, en la

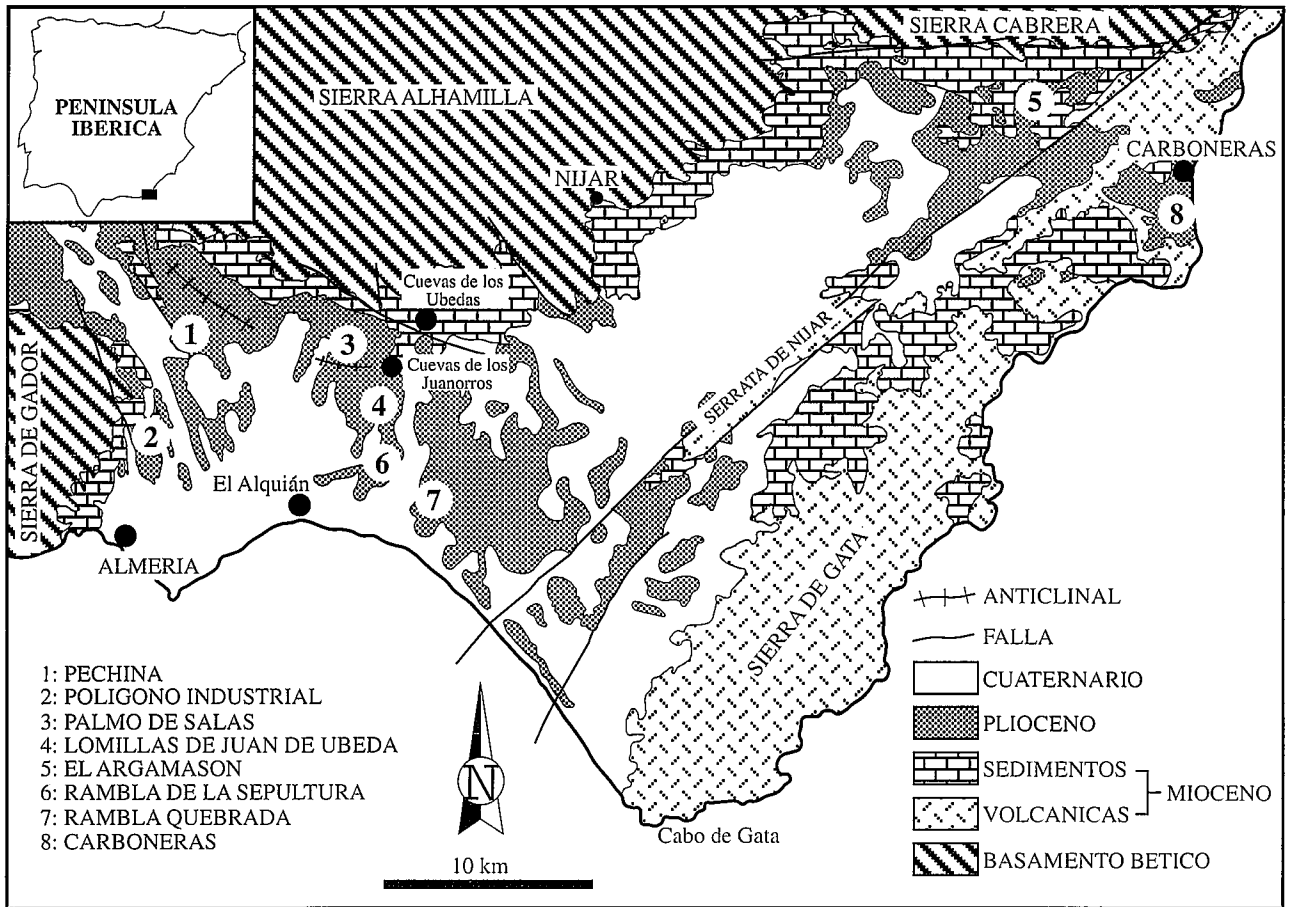


Figura 3.- Mapa geológico de las cuencas de Almería-Níjar y Carboneras, indicando los puntos donde se levantaron diferentes columnas estratigráficas (modificado de Boorsma, 1992).

Cuesta de los Alacranes, y en los taludes de la nueva autovía a Almería. En el primer afloramiento la Unidad II, con 2 m de potencia, descansa discordantemente sobre la Unidad I, y se encuentra en el labio hundido de una falla que afecta a la Unidad I. Está formada por arenas amarillento-anaranjadas, con conglomerados en la base y un nivel de acumulación de rodolitos en la parte media. En discordancia sobre estos materiales se disponen los conglomerados de playas y de abanicos aluviales cuaternarios.

En la trinchera de la autovía la Unidad II muestra una geometría tabular, con un espesor máximo de 1,75 m, y descansa discordantemente sobre los materiales de la Unidad I. Está formada por arenas gruesas-microconglomerados y conglomerados muy fosilíferos y, localmente, con abundantes rodolitos.

El contacto superior de la unidad es una superficie erosiva (de carstificación ?) tapizada por un caliche y con grietas rellenas por los conglomerados cuaternarios que se disponen por encima.

Interpretación de conjunto

Unidad I: Las facies de conglomerados que se extiende desde Adra hasta Balanegra se interpretan como depósitos deltaicos. La naturaleza predominantemente cuarcítica de los cantos indica que el área fuente potencial más cercana se localiza en las sierras alpujarrides

situadas al N de Adra. El incremento en el tamaño de grano y en el contenido en siliciclásticos hacia el techo de la Unidad I en las secciones de Adra y Balanegra indica la progradación del sistema deltaico hacia el E. Las arenas bioclásticas y conglomerados de la base en la sección de Balanegra se interpretan como las facies de prodelta, mientras que los conglomerados del techo corresponden a las facies de frente deltaico.

Hacia el S desaparece la influencia de los sedimentos deltaicos, a excepción de Balerma, donde se encuentran cantos de cuarcita a techo de la unidad. Las arcillas azules de la base representan los materiales más profundos, formados en ambientes de plataforma externa por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas. La coloración azul oscura de las arcillas sugiere unas condiciones de fondo poco oxigenado, hecho que es congruente con la presencia de foraminíferos planctónicos piritizados.

Las concentraciones de fósiles de los limos arenosos y arenas muestran contactos de muro y techo netos y suelen tener una estructura interna compleja, con superficies de amalgamación, granoclasificación normal, depósitos basales residuales (*lags*), bioclastos imbricados y, ocasionalmente, laminación cruzada. Por todo ello, se interpretan como tempestitas proximales. Su presencia en la parte media-alta de la unidad indica, por tanto, una somerización, pasándose a un medio de

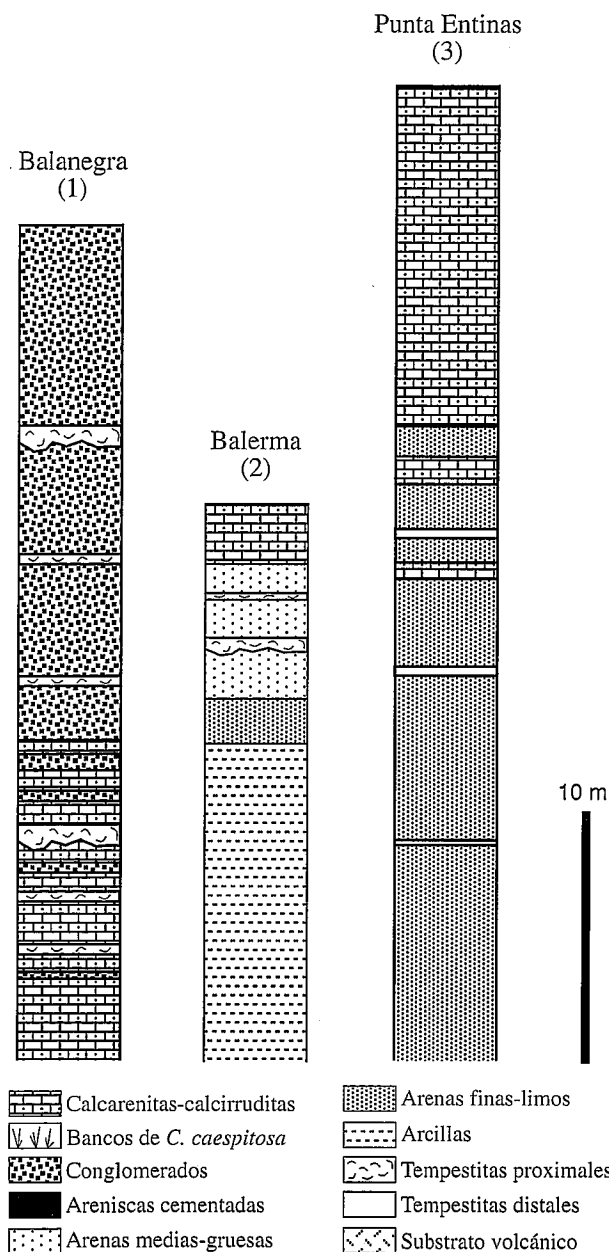


Figura 4.- Columnas estratigráficas sintéticas de la Unidad I estudiadas en el Campo de Dalías (números como en la Figura 2).

plataforma externa por encima del nivel del oleaje de tormentas. El incremento gradual en el tamaño de grano hacia techo es congruente con esta somerización.

Finalmente, las calcarenitas y calcirruditas del techo de la Unidad I representan los depósitos más someros. La presencia de estratificaciones cruzadas evidencia un medio somero de alta energía. Se interpretan como facies submareales de plataforma interna. El buzamiento general de las megaestratificaciones cruzadas hacia el E-SE indica que este fue el sentido de migración de las facies, es decir, hacia el centro de la cuenca. Así mismo, los cuerpos con estratificaciones cruzadas con un sentido de paleocorrientes hacia el N-NO se corresponden con depósitos de barras sublitorales desplazándose hacia la paleocosta (ver apartado de paleogeografía).

Unidad II: El escaso desarrollo de la Unidad II impide hacer cualquier tipo de interpretación paleoambiental precisa.

Cuenca de Almería-Níjar

En la Cuenca de Almería-Níjar el Plioceno se extiende de E a O por toda la cuenca y desde prácticamente la costa hasta el margen S de Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera. Se han estudiado varias secciones distribuidas a lo largo de un transecto N-S en el centro de la cuenca (secciones Palmo de Salas, Lomillas de Juan de Ubeda, Rambla de la Sepultura y Rambla Quebrada), en la parte occidental y noroccidental (sección Polígono Industrial y Pechina respectivamente) y en el extremo nororiental (sección de El Argamasón) (Fig. 3). De este modo se obtiene una visión más general de la evolución sedimentaria y ambiental en toda la cuenca.

Los materiales estudiados se disponen discordantemente sobre margas pertenecientes al Mioceno superior, sobre los materiales metamórficos de los substratos béticos que bordean la cuenca por el N y el O y sobre los relieves volcánicos del complejo Sierra de Gata-Serrata de Níjar. Por encima, arenas y conglomerados de abanicos aluviales y de playas asignados al Cuaternario (Goy y Zazo, 1982, 1986) erosionan el techo del conjunto plioceno.

Unidad I: En el extremo NO de la cuenca, sección de Pechina, la Unidad I está caracterizada por una potente secuencia detrítica (>100 m según Postma, 1983). Se trata de una alternancia de conglomerados y arenas, con predominio de los primeros hacia techo (Fig. 5). Los conglomerados son bancos con muros erosivos con un ordenamiento granocreciente hacia techo en la parte inferior de la unidad y con granoselección negativa hacia la parte superior. Las arenas varían entre finas a gruesas y muestran una estructura interna masiva.

A lo largo del margen E de Sierra de Gádor, sección Polígono Industrial, la Unidad I, que se puede seguir en continuidad de afloramiento por más de 1 km, está caracterizada por una secuencia carbonatada-terrágena mixta (Fig. 5). En la base hay paquetes de conglomerados y brechas con muros erosivos, cuyos cantos son dolomías triásicas procedentes de Sierra de Gádor y algunos bloques de coral y estromatolitos messinienses. Estos conglomerados se intercalan entre arenas masivas bioclásticas. Según se sube en la serie hay un enriquecimiento en bioclastos y una disminución en siliciclásticos. De este modo se pasa a un conjunto de arenas bioclásticas y calcarenitas-calcirruditas que dominan prácticamente toda la mitad inferior de la Unidad I (Fig. 5). Entre estos materiales se intercalan bancos de areniscas bioclásticas muy cementadas con una estructura interna compleja: granoselección normal, superficies de amalgamación, muros erosivos y, localmente, laminación cruzada a techo de los bancos. Por encima y hasta el techo de la unidad, se asiste a un importante cambio en la naturaleza de los sedimentos, pasando a depósitos terrígenos. Se trata de potentes

bancos conglomeráticos con cantos de cuarcitas y arenas intercalados entre arenas y limos. Las facies más finas están caracterizadas por una laminación horizontal a veces interrumpida por *ripples* de oscilación y por laminación cruzada en artesa o planares. Así mismo, hay grandes cuerpos con estratificación cruzada sigmoidal de gran escala con un sentido de paleocorrientes hacia el S y SE.

Las secciones estudiadas a lo largo del centro de la cuenca dan una visión de la evolución sedimentaria en un transecto proximal-distal (Figs. 3 y 5). En el margen N, sección Palmo de Salas, la Unidad I, que buza unos 25° hacia el N-NE, alcanza entre 50 y 60 m de potencia. La parte más baja aflorante está representada por arcillas y limos azul-grisáceos oscuros con algunos cantos cuarcíticos dispersos. Las arcillas pasan a limos y arenas limosas verdoso-amarillentas masivas, que, hacia techo, cambian a arenas masivas muy micáceas y, finalmente, a conglomerados. Los contactos entre las diferentes litologías son graduales. En los limos y limos arenosos, caracterizados por un moteado muy penetrativo debido a la bioturbación, se intercalan paquetes de calcarenitas y calcirruditas muy fosilíferas, alguno de los cuales presentan amalgamaciones internas y granoselección positiva. También son características unas intercalaciones de areniscas masivas tabulares de color anaranjado-ocre, muy cementadas y homogéneas, con contactos de techo y muro bien definidos y que se pueden seguir a lo largo de más de un kilómetro en algunos casos. Sobre los conglomerados hay un paquete de calcirruditas dominadas por fragmentos y nódulos de algas coralinaáceas (rodolitos) incluidos en una matriz bioclástica con algunos cantos de cuarcitas.

Hacia el S, hacia zonas distales de la cuenca, sección Lomillas de Juan de Ubeda, toda la Unidad I pasa a una secuencia mucho más simple, caracterizada por limos arcillosos en la base que cambian hacia techo a arenas masivas (Fig. 5). A partir de la parte media de la unidad se intercalan capas de espesor centimétrico (7-10 cm) dominadas por el bivalvo *Amusium cristatum* (Aguirre, 1996; Aguirre *et al.*, 1996). El espesor y la complejidad de estas capas aumentan según se sube en la serie. Así mismo, también están presentes los bancos de areniscas masivas anaranjadas referidas anteriormente. En esta zona de la cuenca esta unidad alcanza hasta 50 m de espesor aflorante.

En el extremo NE de la Cuenca de Almería-Níjar, sección El Argamasón, la Unidad I está representada por conglomerados y arenas bioclásticas (Fig. 5). Al N de El Argamasón, esta unidad, que descansa sobre materiales messinienses, está formada por arenas bioclásticas y calcarenitas muy fosilíferas. En general, se reconocen tres conjuntos grano y estratocrecientes a techo dentro de la Unidad I, constituidos por arenas limosas en la base y arenas-microconglomerados masivos muy bioclásticos en el techo. Toda la unidad es granocreciente a techo, por lo que cada conjunto muestra un incremento en la granulometría con respecto al inferior. Hacia el E, S y SO de El Argamasón, la Unidad

I pasa a estar formada por paquetes de conglomerados cuarcíticos intercalados con arenas gruesas y, localmente, calcarenitas. Tanto las arenas-calcarenitas como los conglomerados muestran laminaciones cruzadas en artesa y estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*. En conjunto, estos materiales están ordenados en cuerpos lobulares progradantes hacia el SO.

Unidad II: Hasta el momento, los materiales pertenecientes a esta unidad no han sido reconocidos como tales. Una descripción detallada de los mismos se ofrece en Aguirre y Jiménez (1997, 1998). Esta unidad, ampliamente representada en la zona central de la Cuenca de Almería-Níjar, está caracterizada por la presencia de *Cladocora caespitosa*, coral ahermatípico característico del Mediterráneo actual que forma bioconstrucciones en zonas someras (<50 m) (Zibrowius, 1980; Schiller, 1993). El espesor de la unidad varía considerablemente de unos puntos a otros, desde 0,5 m hasta un máximo de 20 m. Los mejores afloramientos se encuentran en las secciones Rambla de la Sepultura y Rambla Quebrada (Figs. 3 y 6), en los cuales se basará la descripción. En ambos afloramientos es posible seguir en continuidad lateral la unidad de N a S (desde zonas proximales a distales) a lo largo de casi 1 km.

En el margen septentrional y occidental de la Cuenca de Almería-Níjar, el contacto entre las Unidades I y II está caracterizado por una discordancia angular. La diferencia de ángulo entre ambas unidades es inferior a 10°, por lo que en muchos casos es difícil de reconocer. En el extremo S del centro de la cuenca existe concordancia geométrica entre ambas unidades y el contacto está representado por una superficie intensamente bioturbada y por un notable cambio litológico.

La Unidad II se puede dividir en dos tramos, uno inferior predominantemente siliciclástico y otro superior caracterizado por la presencia de varios bancos de *C. caespitosa* intercalados entre material detrítico (Fig. 6). El tramo inferior, hasta 7 m de potencia, está representado por la alternancia de paquetes de conglomerados, arenas y, ocasionalmente, limos (Fig. 6). Los conglomerados están formados por cantos de cuarcitas, dolomías, calizas y esquistos del basamento bético y por areniscas procedentes de la Unidad I. Los rasgos más característicos de los conglomerados son perforaciones atribuibles a *Lithophaga* sobre los bloques carbonatados, lo que permite atribuir estos niveles a la icnofacies de *Trypanites* de Frey y Seilacher (1980), representativa de medios costeros rocosos. Internamente muestran una granoselección inversa, aunque también se reconocen algunos bancos con granoselección normal, amalgamados y con bases erosivas, especialmente en la parte baja del tramo y en zonas proximales. En el N de Rambla de la Sepultura, los bancos de conglomerados muestran una megaestratificación cruzada unidireccional de bajo ángulo buzando hacia el S, típica de playas (facies de *foreshore*). En Rambla Quebrada, también en las zonas proximales, hay un cuerpo conglomerático con estratificación cruzada sigmoidal,

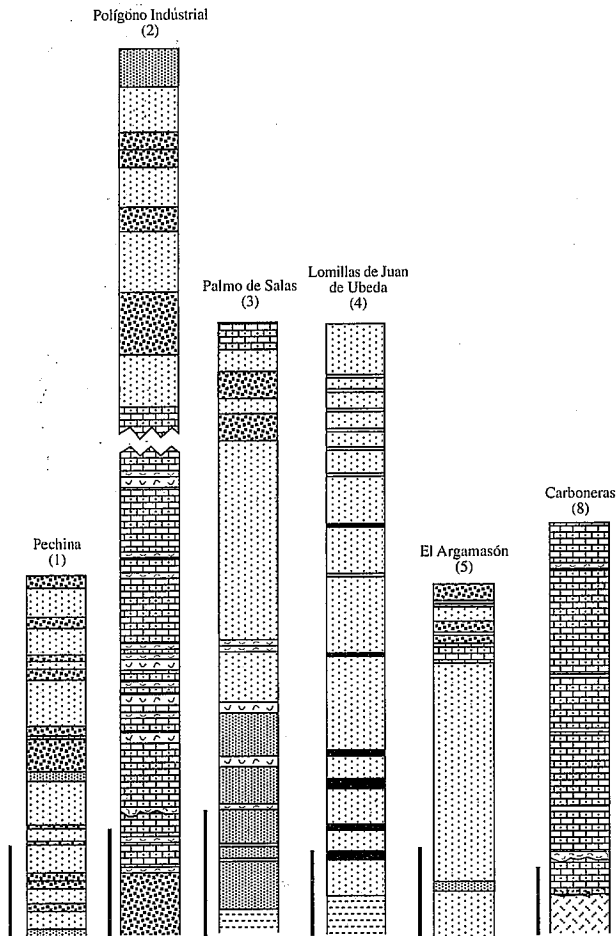


Figura 5.- Columnas estratigráficas sintéticas de la Unidad I estudiadas en las cuencas de Almería-Níjar y Carboneras (números como en la Figura 3; simbología como en la Figura 4). La escala gráfica en cada columna indica 10 m.

con un sentido de paleocorriente hacia el S. Las arenas, por su parte, son masivas y están muy bioturbadas. Ocasionalmente presentan laminación horizontal y *ripples* de oscilación de pequeña escala. Hacia el S, zonas distales, se observan bancos y/o pequeños parches de coral formados por colonias de *C. caespitosa* cementadas sobre los conglomerados y preservados en posición original de crecimiento (Fig. 6).

El tramo superior de la Unidad II, de hasta 12 m de espesor, se inicia con un banco de coral creciendo directamente sobre conglomerados del tramo subyacente (Fig. 6). Se caracteriza por la alternancia de bancos de *Cladocora* y arenas. En Rambla de la Sepultura se distinguen hasta tres niveles de crecimientos coralinos. Ocasionalmente, también hay paquetes de espesor centimétrico de conglomerados con granoselección inversa. Una laminación horizontal de tipo varva caracteriza las arenas de la mitad superior del tramo. Sobrepuesta a esta laminación hay una alternancia de capas de aproximadamente 10 cm de espesor con la laminación perfectamente preservada y otras con la laminación totalmente destruida por bioturbación. Las arenas aumentan de tamaño de grano hacia arriba, pasando a conglomerados con laminaciones cruzadas

unidireccionales de bajo ángulo buzando hacia el S en el techo de la unidad.

En el extremo occidental de la Cuenca de Almería-Níjar se reconoce, aunque con una calidad de afloramiento bastante limitada, un conjunto de materiales que descansa en discordancia angular sobre los depósitos de la Unidad I. Son unas arenas rojizas que alternan con areniscas calcáreas tableadas blanquecinas con laminación horizontal mal preservada. Hasta el momento no se ha reconocido ningún resto fósil salvo alguna traza de bioturbación muy aislada en las areniscas. Estos materiales muestran unas características bastante diferentes a las de los depósitos suprayacentes de abanicos aluviales atribuibles al Cuaternario. Por su posición estratigráfica parecen ser equivalentes a los depósitos de la Unidad II que afloran en el centro de la cuenca.

Interpretación de conjunto

Unidad I: Los materiales terrígenos que caracterizan la Unidad I en la parte noroccidental de la Cuenca de Almería-Níjar se corresponden con los depósitos deltaicos dominados por flujos en masa de la formación Abrija descrita por Postma (1979, 1983).

Lateralmente, hacia el S-SE y E, hacia el centro de la cuenca, la Unidad I comienza con las arcillas y limos arcillosos gris azulados que progresivamente pasan a arenas y finalmente a conglomerados hacia techo. La excelente preservación de los fósiles en las arcillas y limos arcillosos de la base es indicativo de unas condiciones de fondo poco energéticas (Aguirre, 1995b, 1996; Aguirre *et al.*, 1996). En la asociación faunística que caracteriza estos sedimentos se encuentran elementos típicos de ambientes profundos, como *Amusium* (Hayami, 1991; Aguirre *et al.*, 1996), *Corbula* (Stanley, 1988), *Dentalium* (Pérès, 1989) y *Ditrupea*, serpúlido que alcanza los máximos de abundancia entre 130 y 140 m de profundidad (Ten Hove y Smith, 1990; Ten Hove y Den Hurck, 1993). Por otro lado, *Corbula* es un género con un comportamiento oportunista que suele colonizar ambientes ecológicos limitantes (González-Delgado, 1987; Bernasconi y Robba, 1993), como fondos disaeróbicos (Sageman *et al.*, 1991). El color oscuro de estos materiales puede estar relacionado con esas condiciones de fondo poco oxigenado (Aguirre, 1995b, 1996). El conjunto de las características litológicas, tafonómicas y de la asociación de organismos predominante indica que las arcillas y limos arcillosos de la base se depositaron en un ambiente de plataforma externa profunda, por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas, con bajo contenido en oxígeno.

El aumento en el tamaño de grano en la vertical refleja la progradación del delta del Abrija. De este modo, los limos se corresponderían a facies de prodelta y las arenas y conglomerados a las facies de frente deltaico. Mientras se depositaban estos materiales en el centro de la cuenca, el fondo estuvo afectado por las tormentas, como consecuencia de la somerización, como lo atestigua la presencia de capas de acumulaciones de fósiles interpretadas como tempestitas (Aguirre,

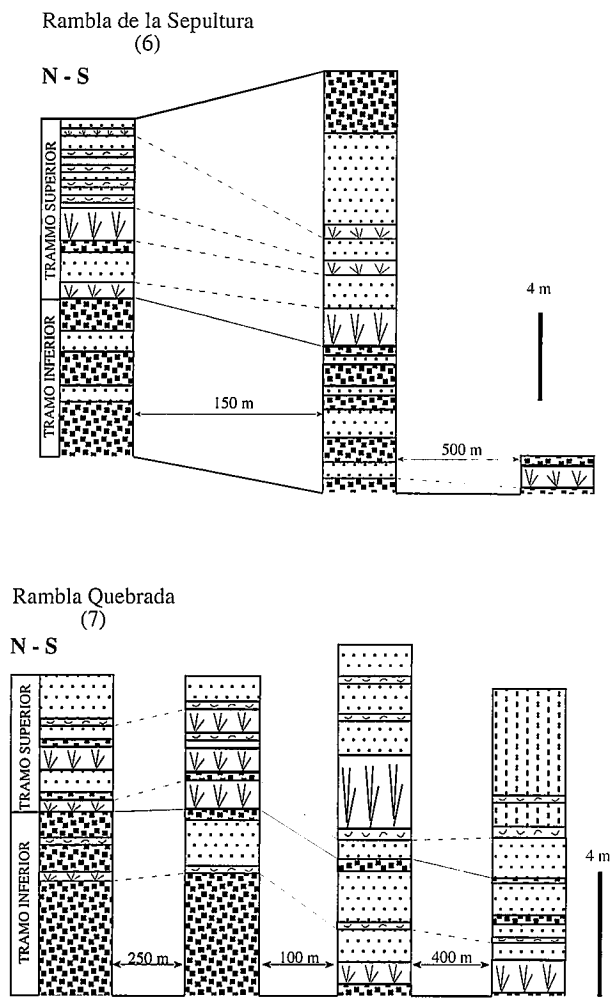


Figura 6.- Columnas estratigráficas de la Unidad II estudiadas en la Cuenca de Almería-Níjar. La línea discontinua indica la correlación de diferentes capas en un transecto N-S (proximal-distal) y la línea continua el límite entre los tramos inferior y superior en que se pueden dividir esta unidad (números como en la Figura 3; simbología como en la Figura 4).

1995b, 1996; Aguirre *et al.*, 1996). La abundancia en los limos de colonias de briozoos lunulitiformes de vida libre, que alcanzan los máximos de abundancia entre 20 y 70 m de profundidad (McKinney y Jackson, 1989), y colonias adeoniformes, que aparecen mejor representadas entre 40 y 70 m de profundidad en el Mediterráneo actual (Harmelin, 1988) corroboran esta somerización con respecto a las margas subyacentes.

En estas facies de prodelta y frente deltaico también se intercalan los bancos de areniscas cementadas de color anaranjado. Estos bancos pueden interpretarse como flujos de granos (*grainflows*) producidos por la desestabilización de los sedimentos del frente deltaico del Abrijoja. Según algunos autores (e.g. Einsele, 1991; Uchupi y Swift, 1991), dichas inestabilidades pueden producirse por la entrada repentina de aportes sedimentarios, por eventos sísmicos o por un aumento de la pendiente deposicional durante las fases de construcción del delta.

En el margen occidental de la cuenca las condiciones de depósito difieren de las anteriormente comenta-

das. Las propiedades tafonómicas de los fósiles (Aguirre, 1995b, 1996) y la presencia de tempestitas proximales, representadas por los bancos de calcarenitas y calcirruditas cementados, reflejan un medio de depósito de plataforma interna somera continuamente afectado por el oleaje de tormentas. La presencia de conglomerados y brechas en la base de la unidad indica que la cuenca estaba alimentada por pequeños abanicos deltaicos procedentes de Sierra de Gádor, como se pone de manifiesto por la naturaleza de los cantos.

En la mitad superior de la unidad se asiste a un notable cambio en las condiciones de sedimentación. En ese momento, se pasa de un depósito bioclástico a una sedimentación terrígena. La naturaleza cuarcítica de los cantos indica que el área fuente no eran las dolomías triásicas de Sierra de Gádor, como sucedía durante los estadios iniciales de formación de la Unidad I. En este caso, son materiales procedentes del delta del Abrijoja. Se trata, por tanto, de las facies de frente deltaico en las que se reconocen, incluso, depósitos de barras de desembocadura de canales distributarios, representadas por los cuerpos de conglomerados con estratificación cruzada sigmoidal.

En el extremo NE de la cuenca, en los alrededores a El Argamasón, se desarrolló otro importante sistema deltaico progradante. El alto grado de destrucción tafonómica de los restos fósiles, así como la presencia de estructuras sedimentarias de tipo *hummocky*, sugieren que el delta progradó en ambientes de plataforma interna somera, por encima del nivel del oleaje de tormentas.

Unidad II: La Unidad II se depositó en un ambiente de abanico deltaico procedente de Sierra Alhamilla. La presencia de los bancos de *Cladocora* y de paleocomunidades litorales de fondos rocosos preservadas en posición de vida apuntan a un medio, en general, protegido de la acción del oleaje; probablemente se tratara de una paleobahía (Aguirre y Jiménez, 1997, 1998). El cuerpo con laminación cruzada sigmoidal presente en la base de la sección Rambla Quebrada se interpreta como una barra de desembocadura, lo que indica que el material detrítico era descargado en esta zona cuando se inició el depósito de la unidad. En las zonas proximales alejadas de la descarga detrítica, en Rambla de la Sepultura, el sedimento fue retrabajado por las corrientes litorales y el oleaje, originando depósitos de playas.

En zonas proximales, el retrabajamiento continuo y las sucesivas descargas de sedimento impidieron que se desarrollaran bancos de *Cladocora*. Sólo se formaron pequeños parches durante épocas de parada en la sedimentación (Aguirre y Jiménez, 1998). De igual forma, comunidades bentónicas litorales de fondos rocosos se desarrollaron durante estos periodos de estabilidad en la red fluvial (Aguirre y Jiménez, 1997). Por tanto, se puede inferir un sistema de abanico deltaico con un funcionamiento intermitente, similar al que existe actualmen-

te asociado a los sistemas de ramblas, típicos de la vertiente mediterránea española (Dabrio *et al.*, 1991). Distalmente, sin embargo, se formaron grandes bancos de *Cladocora*, lo que indica una mayor estabilidad del fondo.

El segundo tramo supone un importante cambio en la sedimentación con respecto al tramo infrayacente, desde sedimentación siliciclástica a predominantemente biogénica. En conjunto, este cambio se interpreta como el paso de facies proximales a facies distales del abanico deltaico en una evolución vertical de subida relativa del nivel del mar. Un descenso eustático y el continuo avance del abanico deltaico terminaría por producir la colmatación de la bahía, como se pone de manifiesto por las facies de playas que culminan la Unidad II.

La aparición de laminación de carácter varvado en las arenas hacia la parte alta de la unidad sugiere un progresivo cierre de la bahía que provocó una disminución en la circulación marina. La alternancia centimétrica de capas con laminación presevada y capas bioturbadas aludida anteriormente puede estar relacionada con cambios en la salinidad, en la oxigenación y/o en el contenido en materia orgánica del fondo de la cuenca (ver revisiones de Wetzel, 1991, y Cotillon, 1991). Por el momento es difícil discernir cuál de estos procesos pudo ser el responsable de la alternancia observada ya que los tres pueden darse en el tipo de ambiente propuesto para el depósito de la Unidad II. No obstante, es de resaltar que las capas con la laminación preservada presentan una coloración grisácea oscura mientras que las bioturbadas son ocre-anaranjadas. Esto apunta a que variaciones en el contenido en oxígeno en el fondo de la bahía pudieron ser la causa de la alternancia observada. De este modo, durante las épocas de bajo contenido en O₂ se formó la laminación varvada y con el incremento en los niveles de O₂ el fondo se colonizó por organismos bioturbadores oportunistas que destruyeron cualquier traza de estructura sedimentaria y favorecieron la oxidación posterior de la materia orgánica. La progresiva desconexión de la bahía con el mar abierto favoreció sin duda estos cambios de oxigenación.

La falta de afloramientos y de rasgos sedimentarios distintivos en el conjunto de depósitos atribuidos a la Unidad II que afloran en el borde oriental de Sierra de Gádor impiden hacer cualquier tipo de interpretación paleoambiental.

Cuenca de Carboneras

El Plioceno en la Cuenca de Carboneras se extiende desde los relieves volcánicos localizados al N de Carboneras hasta los alrededores de Agua Amarga (Fig. 2). Por el O, la cuenca está limitada por los relieves septentrionales de la Serrata de Níjar, que separan esta cuenca de la de Almería-Níjar (ver apartado de paleogeografía), mientras que hacia el E se abre al Mediterráneo. Aquí sólo es posible reconocer sedimentos equivalentes a la Unidad I, que se disponen discordantemente sobre margas del Messiniense o so-

bre el substrato volcánico. Por encima, afloran playas atribuidas al Cuaternario.

Unidad I: El espesor de esta unidad varía considerablemente, desde 30 m a menos de 2 m según se pasa de zonas distales a proximales, respectivamente. En toda la cuenca la sedimentación pliocena comienza con un banco muy característico, de espesor variable, formado por cantos de rocas volcánicas. En el S de la cuenca también hay numerosos bloques de corales, que proceden de la destrucción del complejo arrecifal messiniense localizado en Mesa Roldán.

Esta unidad está caracterizada por una gran homogeneidad sedimentaria en toda la cuenca. En su centro afloran calcarenitas-calcirruditas y arenas bioclásticas (Fig. 5), con estratificaciones cruzadas en artesa que contienen abundantes fragmentos de briozoos, balánidos, equinodermos, ostreidos, pectínidos y algas coralíneas. En general, toda la fauna se preserva muy fragmentada, desarticulada y desgastada, aunque localmente es posible encontrar pequeñas acumulaciones de organismos sésiles que están en perfecto estado de preservación, incluso mantienen la posición original de crecimiento. La tendencia general es a una disminución en el tamaño de los bioclastos hacia la parte media de la unidad y un nuevo incremento hacia techo. En la parte somital de la unidad se observan cuerpos tabulares con estratificaciones cruzadas planares unidireccionales de gran escala, con un sentido de migración hacia el centro de la cuenca.

Hacia los bordes de la cuenca esta unidad se acuña. En esas zonas, la unidad está representada por cuerpos tabulares de calizas bioclásticas ligeramente buzantes hacia el centro de la cuenca.

Interpretación de conjunto

La preservación de los fósiles, así como la presencia de numerosas estructuras sedimentarias, indican que la Unidad I se formó en un ambiente somero afectado continuamente por las corrientes litorales y el oleaje de tormentas. Estos sedimentos se interpretan como depósitos de plataforma marina submareal somera. Estas condiciones de preservación contrastan con las observadas en las pequeñas concentraciones de fósiles que, a veces están, incluso, preservados en posición de vida. Cabe destacar que son acumulaciones de organismos con un hábito de vida sésil. Este sesgo de preservación por el modo de vida y el hecho de que sean acumulaciones con escaso desarrollo horizontal sugieren que se pudieron formar por enterramientos repentinos por el desplazamiento de las estructuras sedimentarias durante episodios de reactivación o debido a la acción de las tormentas (Aguirre, 1995b).

Los cuerpos tabulares del techo de la unidad se atribuyen a facies de playas progradantes hacia el centro de la cuenca. Entre los fósiles identificados se reconocen moldes de *Strombus*, gasterópodo típico de playas cuaternarias en el Mediterráneo (Zazo *et al.*, 1984).

Síntesis bioestratigráfica

Los datos bioestratigráficos sobre el Plioceno de la provincia de Almería son poco precisos y, a veces, incluso contradictorios. Esto se debe, fundamentalmente, a varios factores: 1) escasez de foraminíferos planctónicos; 2) dificultad en reconocer las especies índices; 3) falta de unanimidad entre los autores en los datum bioestratigráficos a usar; 4) escasez de estudios micropaleontológicos en este área; 5) disparidad de las escalas de tiempo usadas; y 6) falta de un estudio estratigráfico preciso.

De todos estos factores, el último es clave para entender la problemática. En este sentido, los trabajos micropaleontológicos realizados hasta el momento (Iaccarino *et al.*, 1975; Perconig, 1976; Martín-Pérez y Martínez Gallego, 1989; Martín-Pérez, 1992) se limitan a describir la microfauna de muestreos puntuales con poco control sobre las relaciones estratigráficas entre los materiales que están analizando.

Para intentar resolver, o al menos clarificar, las interpretaciones bioestratigráficas realizadas por autores anteriores, una vez conocidas las relaciones estratigráficas y sedimentológicas de los materiales pliocenos estudiados, a continuación se ofrece una síntesis bioestratigráfica basada en la escala bioestratigráfica de Cita (1975). Asimismo, se propone una correlación con las escalas geocronológica y paleomagnética de Hilgen *et al.* (1995; ver también Lourens *et al.*, 1996) creadas en el Mediterráneo (Fig. 7). Se muestreó la sección del Palmo de Salas en su totalidad a intervalos de tres metros. Además, se tomaron muestras aisladas en puntos estratégicos de ambas unidades (muro y techo) para determinar, en la medida de lo posible, su edad.

Unidad I

Los sedimentos más antiguos datados con foraminíferos planctónicos, localizados en la parte baja (no basal) de la Unidad I (muestra tomada próxima al cortijo Casá Espinosa, al S del Palmo de Salas y E de Lomillas de Juan de Ubeda), pertenecen a la biozona M Pl 2 de Cita (1975), atribución dada por la presencia de *Globorotalia margaritae* y abundantes ejemplares de *Sphaeroidinellopsis* spp y *Globigerinoides* spp. Este resultado confirma los datos obtenidos por Martín-Pérez (1992) en la parte baja de la serie pliocena cerca de las Cuevas de los Ubedas (al E del cortijo Casa Espinosa, Cuenca de Almería-Níjar, Fig. 3). Esta biozona se extiende desde la parte final del crón C3r a la parte media del subcrón C3n.2r (Fig. 7).

La ausencia de sedimentos pertenecientes a la biozona M Pl 1, biozona de acmé de *Sphaeroidinellopsis*, en los materiales estudiados es congruente con los hallazgos realizados por numerosos autores en diferentes puntos del Mediterráneo, tanto en el subsuelo como en cuencas emergidas (González-Donoso y Porta, 1977; Müller, 1985; Meulenkamp, 1985; Channell *et al.*, 1994). No obstante, la dificultad de caracterizar la pri-

mera biozona pliocena de la escala bioestratigráfica en el Mediterráneo (Hilgen y Langereis, 1993) y la escasez de un buen registro micropaleontológico de la base de la unidad impiden hacer cualquier tipo de valoración sobre su existencia en el SE de la Península Ibérica por el momento.

Del techo de la Unidad I se tomaron muestras en numerosos puntos distribuidos por toda la cuenca. La erosión y/o la ausencia de microfauna representativa en la parte superior de la unidad imposibilitan establecer con precisión su edad, a excepción de una muestra tomada al O del centro penitenciario El Acebuche, donde la asociación de foraminíferos encontrada ayuda a acotar temporalmente el final de la unidad. El hecho más significativo es la coexistencia de *Sphaeroidinellopsis* spp, *Globorotalia puncticulata* y *G. crassaformis*, y la ausencia de *G. margaritae*. Esta asociación ofrece una doble interpretación. Por un lado, la ausencia de *G. margaritae*, indicador zonal del Plioceno inferior, y la presencia de individuos de *Sphaeroidinellopsis* spp, cuya extinción marca el techo de la biozona M Pl 4 de Cita (1975) (o base de la biozona M Pl 5 según Thunell *et al.*, 1991) permiten asignar el techo de la Unidad I a la biozona M Pl 4, primera biozona del Plioceno superior. Por tanto, su edad estaría comprendida entre la base del crón C2An y la parte media del subcrón C2An.1r (Fig. 7). La abundancia de *G. crassaformis* en el techo de la unidad en la sección de Balerma, Poniente Almeriense (Martín-Pérez, 1992; y com. per.), apoyaría esta primera interpretación.

Por otro lado, no se puede descartar que el techo de la Unidad I corresponda a la parte alta de la biozona M Pl 3, última biozona del Plioceno inferior, donde *G. margaritae* está prácticamente ausente debido a una notable reducción en las poblaciones de esta especie hacia la parte alta de su rango de distribución temporal en todo el Mediterráneo (Rio *et al.*, 1984; Zachariasse *et al.*, 1989; Sprovieri, 1992; Channell *et al.*, 1992, 1994), y donde coexisten *G. crassaformis* y *G. puncticulata*. La ausencia de esta especie en las muestras analizadas también podría explicarse por factores ecológicos; *G. margaritae* es un organismo de hábitat profundo, sin embargo, el techo de la unidad se formó en un medio de plataforma interna somera (ver apartados anteriores). En este caso, el techo de la Unidad I estaría localizado entre la aparición de *G. crassaformis* y el límite entre los cronos C2Ar-C2An, es decir, límite Plioceno inferior-superior (Fig. 7).

Teniendo en cuenta la imprecisión existente, la opción más conservadora es considerar el rango temporal más amplio ofrecido por los foraminíferos. Así, el final de la Unidad I puede acotarse entre 3,6 Ma, aparición de *G. crassaformis* (Lourens *et al.*, 1996), y aproximadamente 3,17 Ma, techo de la biozona M Pl 4. Es decir, parte terminal del Plioceno inferior-parte baja del Plioceno superior. Este intervalo temporal coincide con el asignado por Perconig (1976) a una muestra tomada a techo de una sección equivalente a la sección Polígono Industrial de este trabajo, y permiten atribuir los de-

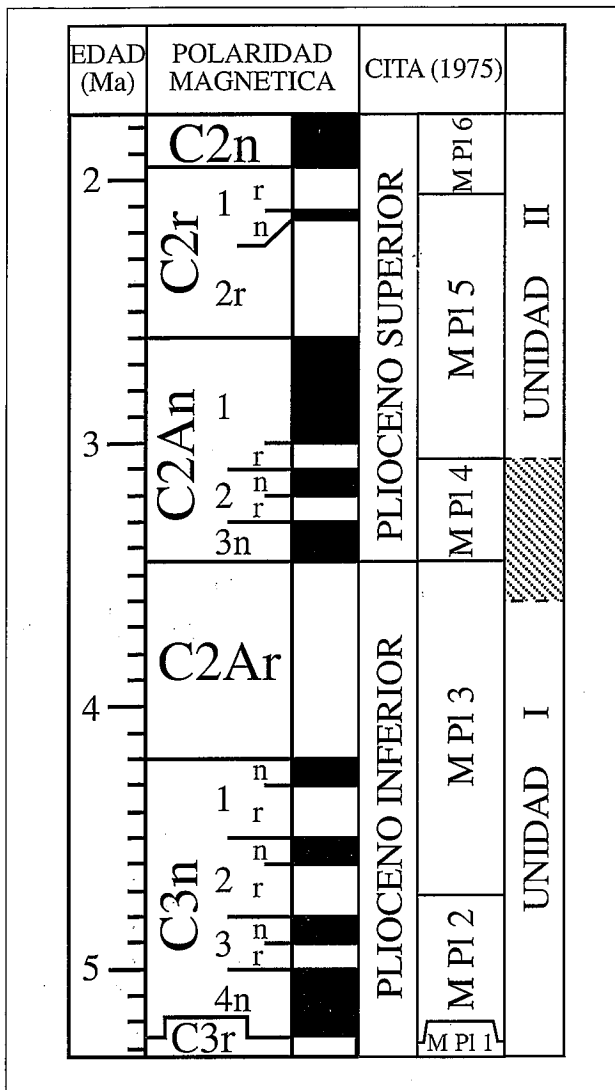


Figura 7.- Cuadro de correlación crono y bioestratigráfica de las dos unidades pliocenas reconocidas en la zona de estudio. El rayado oblicuo indica el intervalo de imprecisión cronológica para el límite entre unidades. Las escalas cronoestratigráfica y de polaridad magnética son de Hilgen *et al.* (1995).

pósitos de la Unidad I al Plioceno 1 de Montenat (1977). Sin embargo, contrasta con la edad ofrecida por Bardají *et al.* (1995, 1997), quienes, según resultados paleomagnéticos, asignan las calcarenitas de la parte alta de la Unidad I ("Calcarenitic Unit" *sensu* Bardají *et al.*, 1995) de la Cuenca de Almería-Níjar (así como de otras cuencas del SE y E de España) al tránsito entre los cronos C2n (Olduvai) y C1r (Matuyama superior). Es decir, tránsito Plioceno superior-Pleistoceno. Esta interpretación debe considerarse con precaución ya que está basada en un presupuesto no bioestratigráfico, como es el cambio de polaridad magnética.

Unidad II

Hasta el momento, los depósitos pertenecientes a esta unidad se han atribuido al Plio-Pleistoceno, sin mayor precisión bioestratigráfica (Aguirre, 1995b; Aguirre y Jiménez, 1997). El estudio detallado de numerosas muestras tomadas en diferentes puntos de la

unidad en la Cuenca de Almería-Níjar ha revelado los primeros datos bioestratigráficos precisos para acotar temporalmente esta unidad (Aguirre y Sánchez Almazo, 1998). Los levigados realizados muestran una asociación microfaunística relativamente rica dominada por ostrácodos y foraminíferos bentónicos, especialmente *Elphidium*, *Cibicides*, *Cibicidoides*, *Quinqueloculina*, *Asterigerinata*, *Ammonia*, *Nonion*, *Cancris* y *Bolivina*. Entre los foraminíferos planctónicos, en la base de la unidad, se encuentran asociados *G. puncticulata*, *G. crassaformis*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Globigerinoides ruber*, *Gd. extremus* y *Gd. obliquus*. La presencia de *G. puncticulata* indica que la Unidad II comenzó a depositarse antes de 2,41 Ma, edad de la extinción de esta especie (Lourens *et al.*, 1996). La existencia de *Gd. extremus*, especie que no pasa al Cuaternario (e.g. Kennett y Srinivasan, 1983; Berggren *et al.*, 1995; Lourens *et al.*, 1996), y la posición estratigráfica de la unidad, por encima de materiales asignados a la primera biozona del Plioceno superior, confirman que esta unidad comenzó a depositarse durante el Plioceno superior (Fig. 7).

En el tercer banco de coral del afloramiento Rambla de la Sepultura (Fig. 6), aproximadamente 6 m por debajo del límite aflorante de la unidad, aparece una asociación de microfósiles dominada también por ostrácodos y una asociación de foraminíferos bentónicos similar a la descrita anteriormente. Entre los foraminíferos planctónicos con valor bioestratigráfico se encuentran *Neogloboquadrina humerosa*, *Globigerinoides extremus* y *Gd. bolli*. La presencia de *Gd. extremus* y *Gd. bolli*, dos especies que se extinguen hacia el techo del Plioceno superior (e.g. Kennett y Srinivasan, 1983; Berggren *et al.*, 1995), indicaría que la Unidad II es Plioceno superior prácticamente en su totalidad. Concretamente, la extinción de *Gd. extremus* se produce a techo del crón C2n (Olduvai), es decir, en el límite Plioceno-Pleistoceno (Berggren *et al.*, 1995). La ausencia de indicadores característicos del Cuaternario apoya esta interpretación. No obstante, aún no se puede descartar definitivamente que el techo de la Unidad II sea ya Cuaternario. En definitiva, los resultados obtenidos implican que la Unidad II es equivalente al Plioceno 2 de Montenat (1977).

En el Campo de Dalías la Unidad II no ha podido ser datada debido a la ausencia de microfauna característica. No obstante, dada su posición estratigráfica, entre la Unidad I y materiales atribuidos al Cuaternario, es correlacionable con la Unidad II de la Cuenca de Almería-Níjar. Por tanto, se infiere una edad de Plioceno superior para su depósito.

Temporización de la discordancia

Los datos bioestratigráficos obtenidos sugieren que la discordancia intrapliocena se produjo entre la aparición de *G. crassaformis* (3,6 Ma) y la desaparición de *G. puncticulata* (2,41 Ma), como límites cronológicos extremos. Esto supone un margen cronológico de incer-

tidumbre de aproximadamente 1,2 Ma. No obstante, este rango temporal debe ser menor ya que el depósito de la Unidad II comenzó en algún momento antes de la extinción de *G. puncticulata*.

Datos bioestratigráficos y de correlación de las escalas biocronoestratigráficas marina y continental con la paleomagnética obtenidos en la vertiente atlántica de la provincia de Cádiz constatan la existencia de una discordancia intrapliocena originada en algún momento dentro de la primera biozona del Plioceno superior; es decir, entre 3,55 Ma, techo del Plioceno inferior, y 3,17 Ma, techo de la biozona PL3 de Berggren *et al.* (1995) (Aguirre, 1995 a,b; Aguirre *et al.*, 1995). Otros autores también han detectado la existencia de una discordancia intrapliocena hacia la parte baja del Plioceno superior. Por ejemplo, Montenat (1977, 1990b) asigna una edad aproximada de 3 Ma a la discordancia intrapliocena detectada en otras cuencas del SE y E de España. Esta edad coincide con la obtenida por Simón Gómez (1989) para una discordancia intrapliocena reconocida en la Cuenca del Ebro y Cadena Ibérica. La diferencia cronológica que existe entre los datos presentados por estos autores y los obtenidos para las provincias de Cádiz y Almería se atribuye al uso de la escala cronológica de Hilgen *et al.* (1995), la cual establece edades más antiguas que las obtenidas con las escalas previas.

Otros autores indican la existencia de una discordancia intrapliocena asociada a un levantamiento tectónico del orógeno Bético-Rifeño y del Mar de Alborán originada hacia la base del Plioceno superior sin mayor precisión cronológica en diversas cuencas de la Cordillera Bética y N de Marruecos (ver resumen en Aguirre, 1995a).

En definitiva, teniendo en cuenta los datos bioestratigráficos presentados anteriormente y los ofrecidos por numerosos autores, parece bastante plausible que la discordancia intrapliocena se produjera dentro de la primera biozona del Plioceno superior.

Evolución paleogeográfica del SE de la Península Ibérica durante el Plioceno

Unidad I

La paleocosta durante el depósito de la Unidad I en el Campo de Dalías se situó al pie de Sierra de Gádor, siguiendo una dirección E-O (Méndez-Cecilia, 1971a; Fourniguet y Le Calvez, 1975; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993) (Fig. 8). Hacia el S se extendía una plataforma bordeada por un surco subsidente paralelo a la paleocosta y situado en la zona axial de la cuenca, originado a favor de un sistema de fallas normales (Aldaya *et al.*, 1983; Baena y Ewert, 1983; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). La existencia de este accidente tectónico pudo controlar, en gran medida, la formación de depósitos de plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas relativamente cerca de la paleocosta. En este contexto paleogeográfico la plataforma sería una franja

relativamente estrecha, una situación análoga a la que existe actualmente en todo el litoral mediterráneo del margen S de la Península Ibérica, donde fallas normales de dirección E-O paralelas a la costa producen fuertes desniveles batimétricos cerca de la costa (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; Hernández-Molina *et al.*, 1992; Rey *et al.*, 1992; Lario *et al.*, 1993). En el extremo occidental de dicha plataforma se estableció un sistema deltaico que aportó importantes cantidades de material terrígeno a la cuenca; son los sedimentos del delta "Adra" (Fig. 8).

La falta de afloramientos claramente pertenecientes al Plioceno en la zona límite entre el Campo de Dalías y la Cuenca de Almería-Níjar impiden establecer la continuidad de la paleocosta en este sector (Fig. 8). No obstante, existe la posibilidad de que parte de los depósitos atribuidos al Mioceno superior que afloran al N y O de Almería (Voermans y Baena, 1983) pertenezcan al Plioceno. Un estudio detallado de los mismos ayudaría a dilucidar si existe continuidad de afloramientos para deducir la posición de la paleocosta entre ambas cuencas durante el Plioceno. En caso contrario, serían necesarios estudios de estratigrafía sísmica en el margen septentrional del Mar de Alborán para establecer dicho límite paleogeográfico.

La Cuenca de Almería-Níjar constituyó un amplio golfo que se abría y profundizaba hacia el S. La Sierra de Gádor limitaba la cuenca por el O, Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera por el N y el complejo Serrata de Níjar-Sierra de Gata por el E (Fig. 8). Todo el margen N de la cuenca está bordeado por sistemas de fallas paralelas a los paleorrelieves. Esto sugiere que la formación de la cuenca estuvo controlada por la acción de estos accidentes tectónicos, a su vez probablemente relacionados con la elevación de ambos sistemas montañosos durante el Messiniense terminal y tránsito Mio-Plioceno (Weijermars *et al.*, 1985; Aguirre, 1995b). Como se ha comentado anteriormente para el Campo de Dalías, este control tectónico puede ser el responsable de la existencia de facies de plataforma externa formadas por debajo del nivel del oleaje de tormentas cercanas a la paleocosta.

En el margen occidental de la cuenca la paleocosta siguió un trazado N-S al pie de Sierra de Gádor. Aquí se formó una estrecha plataforma somera con sedimentación fundamentalmente bioclástica y alimentada por pequeños abanicos deltaicos procedentes de la sierra (Aguirre *et al.*, 1994).

Entre las sierras de Gádor y Alhamilla se estableció un estrecho corredor subsidente en el que se depositaron las facies detríticas del delta Abrijoja (Postma, 1979, 1983) (Fig. 8). La creación de este corredor estuvo controlada por el accidente tectónico que provocó el desplazamiento de Sierra de Gádor con relación a Sierra Alhamilla durante la elevación de ambos sistemas montañosos (Weijermars *et al.*, 1985).

En la Cuenca de Sorbas, al N de la zona de estudio, aflora una estrecha banda cartográfica de sedimentos pliocenos marinos atribuidos al Plioceno inferior

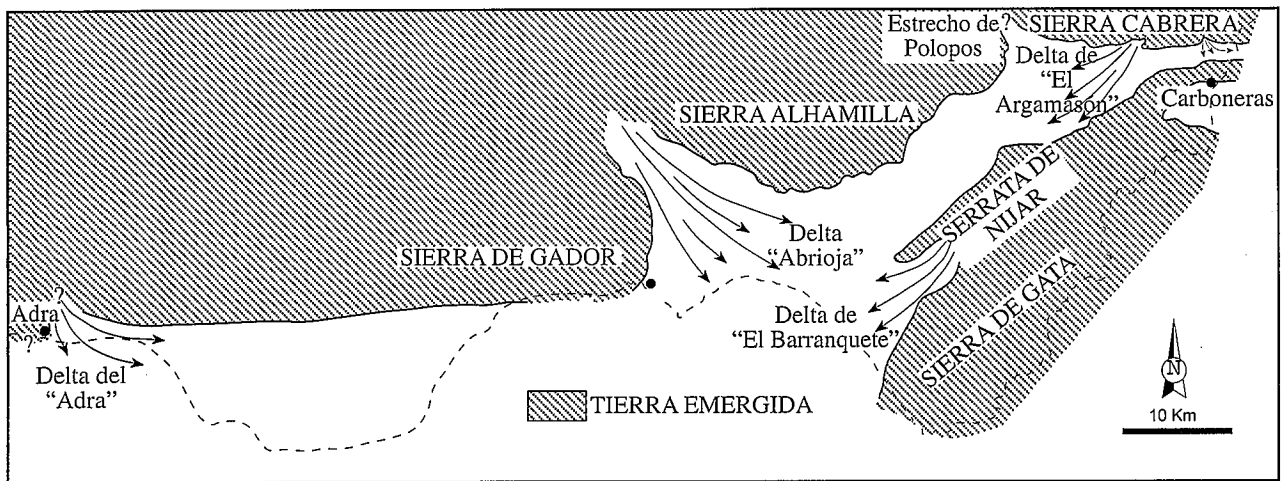


Figura 8.- Modelo paleogeográfico propuesto para la zona de estudio durante el depósito de la Unidad I. Las flechas indican el sentido de progradación de diferentes deltas. Línea discontinua: Trazado de la costa actual; línea continua: Paleocosta; interrogantes: Posición incierta de la paleocosta.

(Montenat y Ott d'Estevou, 1977; Ott d'Estevou y Montenat, 1990), es decir, equivalentes a la Unidad I de este trabajo. Según estos autores (ver también Montenat *et al.*, 1990a; Coppier *et al.*, 1990) la invasión marina pliocena de la Cuenca de Sorbas se produjo desde la Cuenca de Almería-Níjar por el estrecho de Polopos, un estrecho corredor que separa Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera (Fig. 8). Según la reconstrucción paleogeográfica de Coppier *et al.* (1990; fig. 6) los depósitos pliocenos de la Cuenca de Sorbas se formaron en una bahía en forma de saco con una apertura a mar abierto (hacia la Cuenca de Almería-Níjar) inferior a 2 km. En tal contexto paleogeográfico los materiales marinos de la Cuenca de Sorbas atribuidos al Plioceno deberían corresponder a facies de bahía cerrada o albufera, con condiciones muy restringidas. Sin embargo, son sedimentos típicamente neríticos, de plataforma somera, muy ricos en bivalvos, equinodermos y balánidos. Ott d'Estevou y Montenat (1990) citan incluso la presencia de margas pelágicas con foraminíferos planctónicos en el margen S de la Cuenca de Sorbas. Estas evidencias contradicen la paleogeografía propuesta por Coppier *et al.* (1990).

A este respecto se pueden plantear, al menos, dos posibles alternativas: a) que existiese una comunicación entre las cuencas de Sorbas y de Vera por el corredor del río Aguas, situado entre Sierra Cabrera y Sierra de Bédar; y, b) que la conexión por el estrecho de Polopos fuera mucho más ancha. Esto requiere que parte de los relieves que bordean el estrecho de Polopos estuvieran sumergidos, dejando una comunicación más amplia entre la Cuenca de Sorbas y de Almería-Níjar. Una evidencia que apoyaría esta segunda hipótesis es la existencia de potentes acúmulos de sedimentos deltaicos procedentes de Sierra Cabrera en los alrededores de El Argamasón (delta "El Argamasón" en la Figura 8), lo que evidencia que dicha sierra se comportó como un relieve en emersión durante el depósito de la Unidad I.

La elevación del sistema Serrata de Níjar-Sierra de

Gata, en el margen E de la Cuenca de Almería-Níjar, estuvo también controlada por la acción de fallas que, a su vez, afectaron a los materiales de la Unidad I. Dicha elevación se produjo durante el Mioceno, erigiéndose todo el sistema como una alineación emergida desde el Tortonense superior (Boorsma, 1993). Según este autor, la Serrata de Níjar constituyó un cabo conectado en su extremo NE con los relieves volcánicos de Sierra de Gata. Entre ambos paleorrelieves habría un estrecho golfo al comienzo de la sedimentación de la Unidad I (Fig. 8).

Por el contrario, Coppier *et al.* (1990) consideran que la Serrata de Níjar no se estableció como un relieve parcialmente emergido hasta el Plioceno superior-Cuaternario, por lo que las cuencas de Almería-Níjar y de Carboneras estuvieron paleogeográficamente conectadas durante el Plioceno inferior. Sin embargo, algunas evidencias indican que ambas cuencas estaban separadas por los relieves volcánicos, emergidos ya durante el depósito de la Unidad I, del margen septentrional de Sierra de Gata. Por un lado, en la vertiente oriental de este basamento volcánico la Unidad I comienza con depósitos litorales migrando hacia el E, es decir, hacia el centro de la Cuenca de Carboneras. Por otro, hay una marcada diferencia litológica y de facies a ambos lados del paleorrelieve. Al O tuvo lugar una sedimentación detrítica gruesa de conglomerados cuarcíticos (delta "El Argamasón"), mientras que al E se depositaron calizas y calcarenitas bioclásticas. Estos argumentos apoyan la idea de que la Serrata de Níjar, junto con los relieves volcánicos de Sierra de Gata, estaban emergidos al comienzo del Plioceno inferior. Asimismo, estos relieves constituyeron el área fuente que alimentó la plataforma de la subcuenca de Cerro Blanco-El Barranquete (Boorsma, 1993) (delta "El Barranquete" en la Fig. 8).

Por todo lo expuesto anteriormente, parece evidente que la Cuenca de Carboneras fue un área independiente de la Cuenca de Almería-Níjar durante la formación de

la Unidad I, que se abría al actual Mar Mediterráneo por el E (Fig. 8). Se extendía desde el SO de Carboneras hasta algo más al N de Mesa Roldán y estaba bordeada por los relieves volcánicos del extremo N de Sierra de Gata.

Significado paleogeográfico y paleoambiental de la discordancia intrapliocena

El evento tectónico asociado a la discordancia intrapliocena provocó importantes cambios en los ambientes sedimentarios, en las condiciones de depósito y en la paleogeografía (Aguirre, 1995b). Una de las consecuencias fue el rejuvenecimiento de los relieves circundantes y, en consecuencia, la reactivación de las redes fluviales. Esto favoreció, por un lado, el depósito generalizado de materiales siliciclásticos en todo el margen SE de España. Por otro, gran parte de los sedimentos de la Unidad I quedaron expuestos y fueron erosionados e incorporados dentro de la Unidad II.

Chamley (1983) y Rehault *et al.* (1985) han propuesto que todas las cadenas montañosas perimediterráneas estuvieron sometidas a un levantamiento tectónico hacia la base del Plioceno superior, lo que condicionó la entrada de grandes volúmenes de terrígenos en todo el Mediterráneo. A escala global, la curva de variación de la composición isotópica del Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) pone de manifiesto un incremento muy notable en los aportes continentales a todos los océanos a partir de la parte baja del Plioceno superior (DePaolo, 1986; Hodell *et al.*, 1990). Hodell *et al.* (1990) relacionan este fenómeno con la elevación global de los grandes sistemas montañosos de la Tierra que sugieren otros autores para explicar el origen de la glaciación del Plioceno superior en el Hemisferio Norte (Ruddiman y Kutzbach, 1991).

La Unidad II muestra una evolución de profundización-somerización, en la que el inicio del segundo tramo representa el máximo transgresivo (Aguirre y Jiménez, 1997, 1998). No obstante, en todos los puntos donde aflora, siempre se dispone sobre sedimentos de la Unidad I y con facies más someras que los inmediatamente infrayacentes. Este cambio es más acusado en el extremo sur de la Cuenca de Almería-Níjar, donde se pasa de un ambiente de plataforma interna distal (techo de la Unidad I) a depósitos submareales (base de la Unidad II). Esta relación estratigráfica permite interpretar la Unidad II como una secuencia submareal progradante en el sentido de Plint (1988), que representa un descenso del nivel del mar, probablemente condicionado por el proceso tectónico que originó la discordancia intrapliocena.

Otra consecuencia del evento tectónico, junto con la bajada del nivel del mar, fue el desplazamiento generalizado de las facies litorales hacia posiciones más próximas a la costa actual. Esto originó una distribución paleogeográfica de cuencas más restringidas durante la formación de la Unidad II que durante el depósito de la Unidad I. Este mismo patrón se ha reconocido

en todo el litoral sur de España exceptuando aquellas áreas que estuvieron afectadas por procesos tectónicos locales, como la Bahía de Cádiz o la zona de Cabo Roche, costa occidental de Cádiz (Aguirre, 1995a, 1995b).

Montenat *et al.* (1990a, 1990b) señalan un dispositivo expansivo del Plioceno 2 (equivalente a la Unidad II de este trabajo) sobre el Plioceno 1 (equivalente a la Unidad I) en las cuencas de Almería-Níjar, Carboneras y Cartagena-Alicante. Esto hace suponer a estos autores la existencia de una transgresión en la base del Plioceno 2. No obstante, como se ha comentado anteriormente, en la Cuenca de Almería-Níjar la Unidad II muestra una distribución más restringida que la Unidad I (ver siguiente apartado) y comienza siempre con sedimentos formados en ambientes más someros que los subyacentes. Esto contradice el modelo propuesto por Montenat *et al.* (1990a). Por otro lado, en la cuenca de Carboneras no ha sido posible identificar depósitos atribuibles al Plioceno 2 con certeza, por lo que tampoco es aplicable el modelo de estos autores.

Finalmente, el evento tectónico intraplioceno originó, además, una notable compartimentación de las cuencas en todo el margen S de España (Aguirre, 1995b). En consecuencia, la homogeneidad sedimentaria inferida para el depósito de la Unidad I en todo el perímetro peninsular (Aguirre, 1995b) se vio colapsada por dicho evento.

Unidad II

Detallar la paleogeografía durante el depósito de la Unidad II en el Campo de Dalías no es posible dada la escasez de afloramientos. En la Cuenca de Almería-Níjar, sin embargo, es posible hacer algunas consideraciones, al menos de forma tentativa, sobre la paleogeografía de la cuenca durante el depósito de la Unidad II según la distribución de los afloramientos (Fig. 9). La presencia de facies de barra de desembocadura en la zona septentrional del afloramiento de Rambla Quebrada y de facies de playa en Rambla de la Sepultura durante el depósito del tramo inferior de la unidad indica que la paleocosta se localizó cerca de esa zona (Fig. 9). Depósitos deltaicos de tipo Gilbert descritos por Boorsma (1992, 1993) en la zona de El Barranquete, extremo S de la Serrata de Níjar, también indican la cercanía de la paleocosta a esta área (Fig. 9).

Cerca de Sierra Alhamilla, en el afloramiento Palmo de Salas (Fig. 3), hay colonias de *Cladocora caespitosa*, lo que sugiere que la paleocosta debió localizarse mucho más al N en algún momento de la evolución de la cuenca. Este momento puede coincidir con el máximo transgresivo reconocido por el cambio de sedimentación detectado en el límite entre los dos tramos en que se puede dividir la Unidad II.

A partir de este máximo expansivo y hacia el techo de la unidad, la progradación de las facies litorales reflejan la migración de la paleocosta en un sentido general S-SO hasta colmatar totalmente la cuenca.

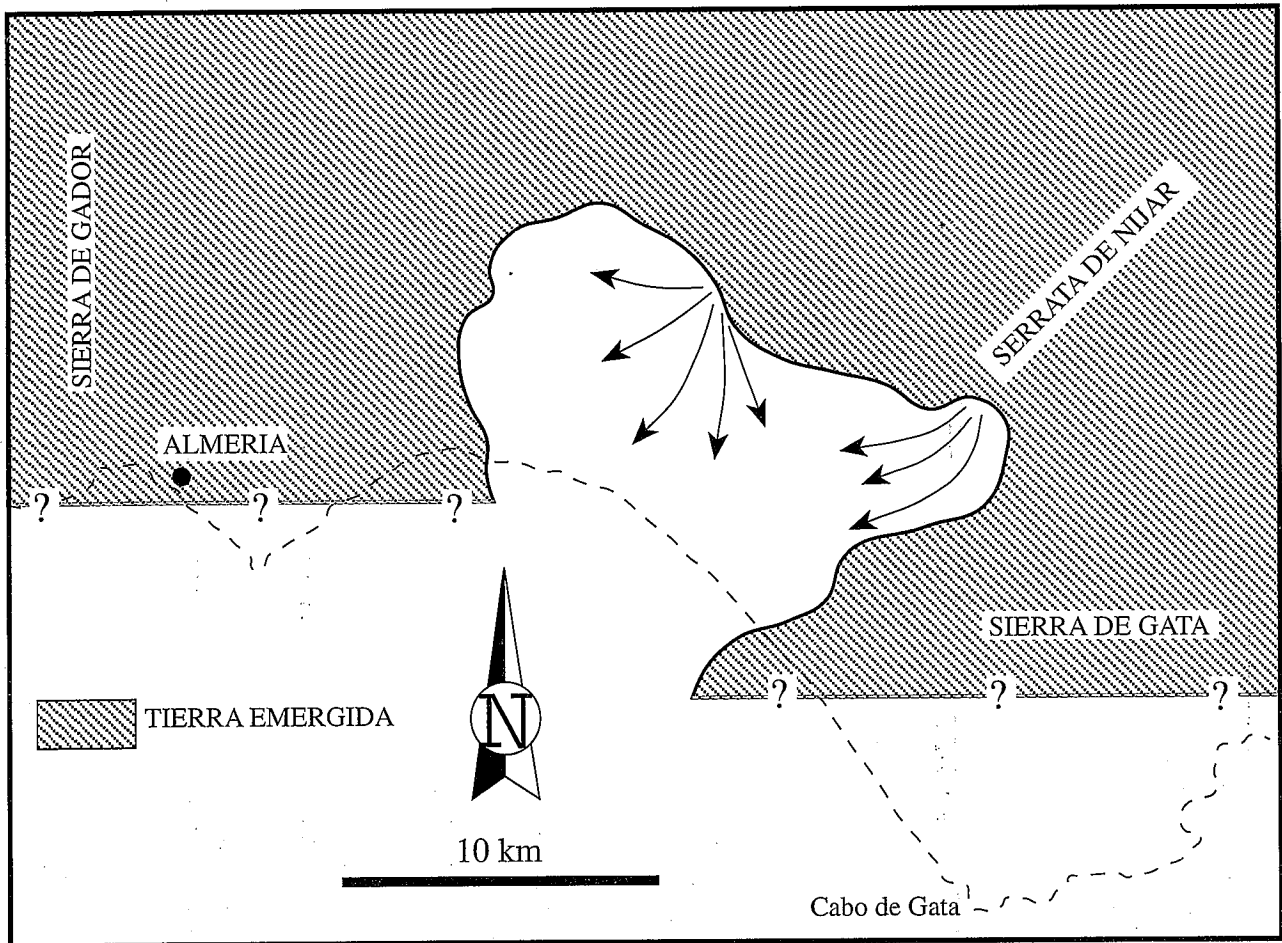


Figura 9.- Modelo paleogeográfico propuesto para la Cuenca de Almería-Níjar durante el depósito de la Unidad II. Las flechas indican el sentido de progradación de los abanicos deltaicos que se formaron en el área. (Simbología como en la Figura 8).

Conclusiones

1. Los depósitos marinos pertenecientes al Plioceno que afloran al sur de la alineación montañosa de Sierra de Gádor-Sierra Alhamilla-Sierra Cabrera pueden dividirse en dos unidades separadas por una discordancia. La unidad inferior, denominada Unidad I, es equivalente al Plioceno 1 de Montenat (1977) y la superior, denominada Unidad II, al Plioceno 2 del mismo autor.

2. Los materiales pertenecientes a la Unidad I se formaron en diversos ambientes deposicionales. En gran parte de la zona estudiada se depositaron en una plataforma abierta afectada por tormentas. Próximo a la desembocadura de ríos o ramblas se generaron depósitos deltaicos o de abanicos deltaicos, respectivamente, que alimentaron con material siliciclástico la plataforma. En aquellas áreas someras alejadas del influjo terrígeno de los deltas y abanicos deltaicos se depositaron sedimentos carbonatados, constituidos fundamentalmente por restos de conchas, como fue el caso de la Cuenca de Carboneras y la zona de Punta Entinas-El Sabinar en el Campo de Dalías.

3. La Unidad I muestra una evolución vertical de somerización generalizada, pasándose de facies de plataforma externa por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas hasta facies de plataforma interna

proximal afectada por las tormentas. En las áreas de depósitos deltaicos la somerización se pone de manifiesto por la progradación de facies de frente deltaico sobre facies de plataforma y de prodelta.

4. En la Cuenca de Almería-Níjar, la Unidad II se depositó en un ambiente de abanico deltaico con un funcionamiento intermitente (Aguirre y Jiménez, 1997, 1998). Dicho abanico deltaico progradó en una bahía costera somera y protegida, con escasa turbulencia, lo que favoreció la colonización del fondo por bancos del coral *Cladocora caespitosa* o por comunidades litorales de fondos rocosos durante los periodos de inactividad del sistema terrígeno. Las intermitentes descargas de sedimento y las tormentas provocaron la extinción local de estas comunidades. El progresivo cierre de la bahía originó condiciones de escasa circulación marina en el fondo de la cuenca que causaron el final de las construcciones coralinas en toda la cuenca.

En el Campo de Dalías se constata la presencia de un conjunto de materiales entre la Unidad I y los primeros depósitos atribuidos al Cuaternario, que se correlacionan con los depósitos de la Unidad II de la Cuenca de Almería-Níjar. No obstante, debido a la reducida extensión de los afloramientos y a la ausencia de datos bioestratigráficos, es sólo una correlación estratigráfica tentativa.

5. La Unidad II muestra una evolución vertical de profundización-somerización, pasándose de facies proximales de abanico deltaico, a facies distales, y, finalmente, a facies de playas a techo de la unidad.

6. La base de la Unidad I pertenece a la biozona M Pl 2 de Cita (1975) por la presencia de *Globorotalia margaritae* y abundantes ejemplares de *Sphaeroidinellopsis* spp. Esta biozona se extiende desde el techo del crón C3r a la parte media del subcrón C3n.2r. Teniendo en cuenta la imprecisión cronológica de los datos bioestratigráficos en el techo de la unidad, el final del depósito de la Unidad I tuvo lugar entre la aparición de *Globorotalia crassaformis* (3,6 Ma) y el techo de la biozona M Pl 4 (3,17 Ma). Es decir, entre la parte alta del crón 2Ar y el subcrón C2An.1r.

La Unidad II comenzó a depositarse antes de la desaparición de *Globorotalia puncticulata* (2,41 Ma). En la parte alta de la unidad (no somital) aparecen *Globigerinoides extremus* y *Gd. bolli*, dos especies que se extinguen hacia el techo del Plioceno superior, lo que indica que la Unidad II es Plioceno superior casi en su totalidad. La ausencia de indicadores característicos del Cuaternario apoya esta interpretación.

7. Los datos bioestratigráficos obtenidos indican que la discordancia intrapliocena ocurrió en algún momento entre la aparición de *G. crassaformis* (3,6 Ma) y la desaparición de *G. puncticulata* (2,41 Ma). No obstante, este rango debe ser menor, ya que dentro de este mismo intervalo temporal aconteció el final del depósito de la Unidad I y el inicio de la Unidad II. En base a datos cronológicos, magnetoestratigráficos y de correlación de las escalas bioestratigráficas marina y continental obtenidos en la provincia de Cádiz (Aguirre, 1995a; Aguirre *et al.*, 1995) y datos bioestratigráficos y estratigráficos regionales es posible concluir que la discordancia se produjo hacia la parte baja del Plioceno superior, dentro de la biozona M Pl 4.

8. Durante el depósito de la Unidad I la paleocosta se situó al pie de los principales relieves béticos que limitan el área de estudio por el N. Por el E, los relieves emergidos del complejo Cabo de Gata-Serrata de Níjar individualizaron la Cuenca de Almería-Níjar de la Cuenca de Carboneras. El control tectónico en la elevación de los relieves béticos condujo a la formación de facies profundas, por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas, relativamente cerca de la paleocosta. La somerización progresiva debido a la bajada de nivel del mar generalizada que tuvo lugar durante el Plioceno inferior y el avance de los sistemas deltaicos que se desarrollaron en toda la zona de estudio causaron el desplazamiento de la paleocosta hacia posiciones más meridionales.

Establecer la posición de la paleocosta durante el depósito de la Unidad II en el Poniente Almeriense no es posible dada la escasez de afloramientos y la dificultad en interpretar los medios de depósito existentes durante ese periodo de tiempo. En la Cuenca de Almería-Níjar es posible hacer algunas consideraciones a partir de la distribución de afloramientos. Al inicio de la for-

mación de la unidad la paleocosta se situó hacia la parte central de la cuenca. Durante el máximo relativo del nivel del mar, la cuenca sufrió una expansión importante, situándose la paleocosta próxima a Sierra Alhambilla. Posteriormente, coincidiendo con una bajada del nivel del mar ocurrida durante el Plioceno superior, la migración de las facies de abanico deltaico provocaron el desplazamiento de la paleocosta hacia el S, colmatando progresivamente la cuenca.

Parte de los resultados presentados en este trabajo pertenecen a la Tesis Doctoral del autor, que ha sido dirigida por los Drs. Juan C. Braga y José M. Martín. Agradezco la colaboración prestada por Isabel M^a Sánchez Almazo en los muestreos micropaleontológicos y en la identificación de los foraminíferos planctónicos y bentónicos de algunas muestras. Este estudio se ha visto beneficiado por los comentarios y datos bioestratigráficos aportados por el Dr. José A. Martín Pérez, así como por las sugerencias realizadas por los Drs. Jordi Agustí y José P. Calvo y un revisor anónimo. El trabajo de campo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación DGICYT PB93-1113, por el Proyecto "Cambios climáticos en el sur de España durante el Neógeno", de la Fundación Ramón Areces, y por el Grupo de Investigación 4076 de la Junta de Andalucía. Este trabajo ha sido redactado y completado durante una estancia en el extranjero gracias a una beca postdoctoral subvencionada por el Ministerio de Educación y Cultura.

Bibliografía

- Addicott, W.O., Snavely, P.D., Jr., Burky, D. y Poore, R.Z. (1978): Neogene stratigraphy and paleontology of southern Almería province, Spain: An overview. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1454, 49 pp.
- Addicott, W.O., Snavely, P.D., Jr., Poore, R.Z. y Burky, D. (1979): La secuencia neógena marina de los Campos de Dalías y de Níjar (Almería). *Estudios Geol.*, 35: 609-631.
- Aguirre, J. (1995a): Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocénicos 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. Granada, 419 pp (inérita).
- Aguirre, J. (1996): Modelo de tafofacies en el Plioceno inferior de la cuenca de Almería-Níjar (SE de España). En: *Tafonomía y fosilización*. (Meléndez Hevia G., Blasco Sancho, M.F., y Pérez Urresti, I., Eds.), Zaragoza. 11-18.
- Aguirre, J., Braga, J.C., Jiménez, A.P. y Rivas, P. (1996): Substrate-related changes in pectinid fossil assemblages. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 126: 291-308.
- Aguirre, J., Castillo, C., Ferriz, F.J., Agustí, J. y Oms, O. (1995): Marine-continental magnetobiostratigraphic correlation of the *Dolomys* subzone (middle of Late Ruscinian): Implications for the Late Ruscinian age. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 117: 139-152.
- Aguirre, J., Checa, A. y Jiménez, A.P. (1994): Proximity-related changes in siliciclastic-carbonate platform deposits in the Almería-Níjar basin (SE Spain) during the early Pliocene. *Interim Colloquium "Neogene basin evolution and tectonics in the Mediterranean area"*, Rabat, 8.
- Aguirre, J. y Jiménez, A.P. (1997): Census assemblages in hard-bottom coastal communities: A case study from the Plio-Pleistocene Mediterranean. *Palaios*, 12: 598-608.

- Aguirre, J. y Jiménez, A.P. (1998): Fossil analogues of the present-day ahermatypic *Cladocora caespitosa* coral banks: Sedimentary setting, dwelling community, and taphonomy (Late Pliocene, W Mediterranean). *Coral Reefs*, 17:203-213.
- Aguirre, J. y Pineda, I. (1995): Una historia antes de la Historia: Puerto Real y la Bahía de Cádiz durante el Plioceno. En: *El siglo que se nos va* (Ayto. Puerto Real, I.E.S. "Profesor Antonio Muro" y Asociación Amigos de las Ciencias Sociales, Eds.), Puerto Real, 11-32.
- Aguirre, J. y Sánchez Almazo, I.M. (1998): Foraminiferal assemblages in Upper Pliocene deposits of Almería-Níjar Basin (SE Spain): Biostratigraphic and palaeoenvironmental significance. *15th Intern. Sedimentol. Congress, Univ. Alicante*, p. 120.
- Aldaya, F., Baena, J. y Ewert, K. (1983): *Mapa geológico de España E 1:50.000. Adra, 1057 (21-44)*. IGME, Madrid, 60 pp.
- Baena, J. y Ewert, K. (1983): *Mapa geológico de España E 1:50.000. Roquetas de Mar, 1058 (22-44)*. IGME, Madrid, 34 pp.
- Baena, J., Goy, J.L. y Zazo, C. (1981): El litoral de Almería. *Excursión-mesa redonda sobre el Tirreniense del litoral Mediterráneo español. Guía de Excursiones*, 25-43.
- Bardají, T., Goy, J.L., Mörner, N.A., Zazo, C., Silva, P.G., Somoza, L., Dabrio, C. y Baena, J. (1995): Towards a plio-pleistocene chronostratigraphy in eastern Betic Basins (SE Spain). *Geodin. Acta*, 8: 112-126.
- Bardají, T., Goy, J.L., Silva, P.G., Zazo, C., Mörner, N.A., Somoza, L., Dabrio, C. y Baena, J. (1997): The Plio-Pleistocene boundary in southeast Spain: A review. *Quatern. Internat.*, 40: 27-32.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., III y Aubry, M.P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: *Geochronology time scales and global stratigraphic correlation* (Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. y Handerbol, J., Eds.), SEPM Spec. Publ., 54: 129-212.
- Bernasconi, M.P. y Robba, E. (1993): Molluscan palaeoecology and sedimentology features: An integrated approach from the Miocene Meduna section, northern Italy. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 100: 267-290.
- Boorsma, L.J. (1992): Syn-tectonic sedimentation in a Neogene strike-slip basin containing a stacked Gilbert-type delta (SE Spain). *Sed. Geol.*, 81: 105-123.
- Boorsma, L.J. (1993): *Syn-tectonic sedimentation in a Neogene strike-slip basin (Serrata area, SE Spain)*. Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam, 85 pp.
- 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. Paleontol.*, 81: 527-544.
- Civis, J., Martinell, J., Andres, I., Domenech, R., Flores, J.A., Gilbert, J.M., Gili, C., González-Delgado, J.A., Mayoral, E., Sierro, F.J. y Valle, M.F. (1994): El Plioceno marino en las cuencas Catalanas y del Guadalquivir. *X Jor. Paleontol.*, Madrid, 46-48.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992): Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 157-164.
- Coppier, G., Ott d'Estevou, Ph. y Montenat, C. (1990): Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern Almería basin. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 189-194.
- Cotillon, P. (1991): Varves, beds, and bundles in pelagic sequences and their correlation (Mesozoic France and Atlantic). En: *Cycles and events in stratigraphy* (Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A., Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 820-839.
- Chamley, H. (1983): Marine and continental antagonistic influences in Mediterranean late Neogene to Recent clay sedimentation. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 30: 71-90.
- Channell, J.E.T., Di Stefano, E. y Sprovieri, R. (1992): Calcareous plankton biostratigraphy, magnetostratigraphy and paleoclimatic history of the Plio-Pleistocene Monte San Nicola section (southern Sicily). *Boll. Soc. Paleontol. It.*, 31: 351-382.
- Channell, J.E.T., Poli, S.M., Rio, D., Sprovieri, R. y Villa, G. (1994): Magnetic stratigraphy and biostratigraphy of Pliocene "argille azzure" (northern Apennines, Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 110: 83-102.
- Dabrio, C., Zazo, C., Goy, J.L., Santisteban, C., Bardají, T. y Somoza, L. (1991): Neogene and Quaternary fan-delta deposits in southeastern Spain. Field Guide. En: *The dynamics of coarse-grained deltas* (Dabrio, C., Zazo, C. y Goy, J.L., Eds.), *Cuader. Geol. Iber.*, 15: 327-400.
- DePaolo, D.J. (1986): Detailed record of the Neogene Sr isotopic evolution of seawater from DSDP Site 590B. *Geology*, 14: 103-106.
- Dpto. de Paleontología de la Universidad de Salamanca (1987) (Ed.): *Paleontología del Neógeno de Huelva (W. Cuenca del Guadalquivir)*. Univ. de Salamanca, Salamanca, 163 pp.
- Einsele, G. (1991): Submarine mass flow deposits and turbidites. En: *Cycles and events in stratigraphy* (Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A., Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 313-339.
- Fourniguet, J. y Le Calvez, Y. (1975): Sur le Pliocène de la côte d'Andalousie (Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 17: 604-611.
- Frey, R.W. y Seilacher, A. (1980): Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13: 183-207.
- González-Delgado, J.A. (1987): Tafonomía y paleoecología en diferentes yacimientos de la Formación Arenas de Huelva. En: *Neógeno de Huelva (W. Cuenca del Guadalquivir)*, (Dpto. de Paleontología de la Universidad de Salamanca, Ed.) Univ. de Salamanca, 89-125.
- González-Donoso, J.M. y Porta, J. (1977): Datos preliminares sobre un afloramiento de materiales pliocénicos en Estepona (provincia de Málaga). *Studia Geol.*, 13: 31-57.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1982): Niveles marinos cuaternarios y su relación con la tectónica en el litoral de Almería (España). *Bol. R. Soc. His. Nat. (Geol.)*, 80: 171-184.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1986): Synthesis of the Quaternary in the Almería littoral neotectonic activity and its morphologic features, western Betics, Spain. *Tectonophysics*, 130: 259-270.
- Harmelin, J.G. (1988): Les bryozoaires, de bons indicateurs bathymétriques en paléoécologie? *Géol. Méditerran.*, 15: 49-63.
- Hayami, I. (1991): Living and fossil scallop shells as airfoils: An experimental study. *Paleobiology*, 17: 1-18.
- Hernández-Molina, F.J., Vázquez, J.T., de la Cruz, J.A., Rey, J., Somoza, L., Medialda, T., San Gil, C. y Díaz del Río, V. (1992): Rasgos neotectónicos en el margen septentrional del Mar de Alborán, entre Fuengirola y Torres del Mar (Málaga). Control de la sedimentación reciente. *III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano Geol.*, Salamanca, Simposios, t. 2: 510-514.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A. y Zachariasse, W.J. (1995): Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth*

- Planet. Sci. Lett.*, 136: 495-510.
- Hilgen, F.J. y Langereis, C.G. (1993): A critical re-evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. *Earth Plant. Sci. Lett.*, 118: 167-179.
- Hodell, D.A., Mead, G.A. y Mueller, P.A. (1990): Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to Present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans. *Chemical Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 80: 291-307.
- Iaccarino, S., Morlotti, E., Papani, G., Pelosio, G. y Raffi, S. (1975): Litostratigrafia e biostratigrafia di alcune serie neogeniche della provincia di Almería (Andalusia Orinetales - Spagna). *Acta Natur. Aten. Parmense*, 11: 237-313.
- Kennett, J.P. y Srinivasan, M.S. (1983): *Neogene planktonic foraminifera. A phylogenetic atlas*. Hutchinson Ross Publ. Com., Stroudsburg, 265 pp.
- Lario, J., Zazo, C., Somoza, L., Goy, J.L., Hoyos, M., Silva, P.G. y Hernández-Molina, F.J. (1993): Los episodios marinos cuaternarios de la costa de Málaga (España). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 41-46.
- Lourens, L.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., Van Hoof, A.A.M., Vergnaud-Grazzini, C. y Zachariasse, W.J. (1996): Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography*, 11: 391-413.
- Maldonado, A. (1989): Evolución de las cuencas mediterráneas y reconstrucción detallada de la paleogeografía cenozoica. En: *El Mediterráneo occidental* (Margaleff, R., Ed.), Omega, 18-61.
- Martín-Pérez, J.A. (1992): Estudio micropaleontológico (nannoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos) de los sedimentos marinos del Plioceno de Almería. *Inst. Est. Almerienses*, 75 pp.
- Martín-Pérez, J.A. y Martínez-Gallego, J. (1989): Datos preliminares sobre la bioestratigrafía de los sedimentos marinos pliocenos del litoral almeriense. *Ier. Coll. du Néogène Atlantico-Méditerranéen*, Tetuán, 63-67.
- Martinell, J. (1988): An overview of the marine Pliocene of NE Spain. *Géol. Méditerran.*, 15: 227-233.
- McKinney, F., y Jackson, J. (1989): *Bryozoan evolution*. Unwin Hyman, London, 238 pp.
- Méndez Cecilia, M.A. (1971a): Nota sobre el Plioceno de la costa de Almería. *Acta Geol. Hispánica*, 6: 147-148.
- Méndez Cecilia, M.A. (1971b): Pectínidos pliocenos de Almería. *Estudios Geol.*, 27: 487-495.
- Meulenkamp, J.E. (1985): Aspects of the late Cenozoic evolution of the Aegean region. En: *Geological evolution of the Mediterranean basin* (Stanley, D.J. y Wezel, F.C., Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 307-321.
- Montenat, C. (1977): *Les bassins Néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques orientales - Espagne)*. *Stratigraphie, paleogeographie et évolution dynamique*. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 69: 345 pp.
- Montenat, C. (1990a) (Ed.): *Les bassins Néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne)*. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 392 pp.
- Montenat, C. (1990b): Foraminifères et biostratigraphie du Néogène bétique. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 33-34.
- Montenat, C. y Ott d'Estevou, Ph. (1977): Présence du Pliocène marin dans le bassin de Sorbas (Espagne meridionale). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4: 209-211.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y La Chapelle, G. (1990a): Le bassin de Nijar-Carboneras et le couloir du bas-Andarax. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 129-164.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y Coppier, G. (1990b): Les bassins Néogènes entre Alicante et Cartagena. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 313-368.
- Müller, C. (1985): Late Miocene to Recent Mediterranean biostratigraphy and paleoenvironments based on calcareous nannoplankton. En: *Geological evolution of the Mediterranean basin* (Stanley, D.J. y Wezel, F.C., Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 471-485.
- Ott d'Estevou, Ph. y Montenat, C. (1990): La bassin de Sorbas-Tabernas. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 101-128.
- Perconig, E. (1976): Estudios de algunos cortes del Neógeno de Sierra de Gádor y Campo de Dalías (Almería, España). *Rev. Esp. Micropaleontol.*, 8: 141-178.
- Pérès, J.M. (1989): Historia de la biota mediterránea y la colonización de las profundidades. En: *El Mediterráneo occidental* (Margaleff, R., Ed.), Ed. Omega, Barcelona, 200-234.
- Plint, A.G. (1988): Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: Their relationship to relative change in sea level. En: *Sea-level changes: An integrated approach* (Wilgus, C.K., Hastings, B.K., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. y Kendal, C.G.St.C., Eds.), SEPM Spec. Publ., 42: 357-370.
- Postma, G. (1979): Preliminary note on a significant sequence in conglomeratic flows of a mass-transport dominated fan-delta (lower Pliocene, Almería Basin, SE Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. van Wet., Ser. B*, 82: 465-471.
- Postma, G. (1983): Water scape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrijoja Formation, Pliocene, Almería Basin, SE Spain). *Sedimentology*, 30: 91-103.
- Rehault, J.P., Boillot, G. y Mauffret, A. (1985): The western Mediterranean basin. En: *Geological evolution of the Mediterranean basin* (Stanley, D.J. y Wezel, F.C., Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 101-129.
- Rey, J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L. y Díaz del Río, V. (1992): Evolución reciente (Pleistoceno terminal-Holoceno) del margen septentrional del Mar de Alborán. *III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano Geol.*, Salamanca, Simposios, t. 2: 536-540.
- 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. Micropaleontol.*, 9: 135-180.
- Rodríguez-Fernández, J. y Martín-Penela, A. (1993): Neogene evolution of the Campo de Dalías and surrounding offshore areas - (northeastern Alboran Sea). *Geodin. Acta*, 6: 255-270.
- Ruddiman, W.F. y Kutzbach, J.E. (1991): Plateau uplift and climatic change. *Sci. Am.*, 264: 66-75.
- Sageman, B.B., Wignall, P.B. y Kauffman, E.G. (1991): Biofacies model for oxygen-deficient facies in epicontinental seas: Tool for paleoenvironmental analysis. En: *Cycles and events in stratigraphy* (Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A., Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 542-564.
- Sanz de Galdeano, C. y López-Garrido, A.C. (1991): Tectonic evolution of the Malaga basin (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodin. Acta*, 5: 173-186.
- Schiller, C. (1993): Ecology of the symbiotic coral *Cladocora caespitosa* (L.) (Faviidae, Scleractinia) in the Bay of Piran (Adriatic Sea): I Distribution and biometry. *Mar. Ecol.*, 14: 205-219.
- Simón Gómez, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro basin (Spain). *J. Struct. Geol.*, 11: 285-294.

- Sprovieri, R. (1992): Mediterranean Pliocene biochronology: A high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution. *Riv. It. Paleontol. Strat.*, 98: 61-100.
- Stanley, S.M. (1988): Adaptive morphology of the shell in bivalves and gastropods. En: *The Mollusca. Vol. 11, Form and function* (Trueman, E.R. y Clarke, M.R., Eds.), Academic Press, New York, 105-140.
- Ten Hove, H.A. y Den Hurk, P.V. (1993): A review of recent and fossil serpulid 'reefs'; actuopaleontology and the 'Upper Malm' serpulid limestones in NW Germany. *Geol. Mijnbouw*, 72: 23-67.
- Ten Hove, H.A. y Smith, R.S. (1990): A re-description of *Ditrupa gracillima* Grube, 1878 (Polychaeta, Serpulidae) from the Indo-Pacific, with a discussion of the genus. *Records Australian Mus.*, 42: 101-118.
- 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.
- Uchupi, E. y Swift, S.A. (1991): The Plio-Pleistocene slope construction off western Nova Scotia, Canada. En: *The dynamics of coarse-grained deltas* (Dabrio, C., Zazo, C. y Goy, J.L., Eds.), *Cuader. Geol. Iber.*, 15: 15-35.
- Voermans, F. y Baena, J. (1983): *Mapa geológico de España E 1:50.000. Almería, 1045 (23-43)*. IGME, Madrid, 53 pp.
- Weijermars, R., Roep, Th.B., Van den Eeckhout, B., Postma, G. y Kleverlaan, K. (1985): Uplift history of a betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 64: 397-411.
- Wetzel, A. (1991): Stratification in black shales: Depositional models and timing—An overview. En: *Cycles and events in stratigraphy* (Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A., Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 508-523.
- Zachariasse, W.J., Zijderveld, J.D.A., Langereis, C.G., Hilgen, F.J. y Verhallen, P.J.J.M. (1989): Early late Pliocene biochronology and surface water temperature variations in the Mediterranean. *Mar. Micropaleontol.*, 14: 339-355.
- Zazo, C., Goy, J.L. y Aguirre, E. (1984): Did *Strombus* survive the last interglacial in the western Mediterranean Sea? *Mediterránea, Ser. Geol.*, 3: 131-137.
- Zibrowius, H. (1980): Les Scléractiniaires de la Méditerranée et de l'Atlantique nord-oriental. *Mém. Inst. océanograph. Monaco*. 11: p 227.

Manuscrito recibido el 15 de Enero de 1998

Aceptado el manuscrito revisado el 3 de Septiembre de 1998