

Revisión de la Formación Calizas de Aras de Alpuente en la Cordillera Ibérica suroccidental

B. CARENAS *, M. SEGURA **, A. GARCÍA ***,
J. GARCÍA-HIDALGO **, G. RUIZ **** y C. BRAVO ***

* *Dpto. Quím. Agríc., Geología y Geoq.*

Univ. Autónoma, Ronda Toledo 9, 28005 Madrid.

** *Dpto. Geología. Univ. Alcalá. 28870 Alcalá de Henares.*

*** *Dpto. Estratigrafía, Univ. Complutense. 28040 Madrid.*

**** *UEI Correlaciones, Inst. Geol. Económica, CSIC-UCM. 28040 Madrid.*

RESUMEN

El estudio estratigráfico detallado de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente (Vilas *et al.*, 1982) ha permitido realizar una revisión de la Formación y de los Miembros que la constituyen desde un punto de vista puramente litoestratigráfico, y además, llevar a cabo un análisis secuencial, estableciendo correlaciones muy precisas entre los distintos afloramientos.

El reconocimiento de la existencia de tres Secuencias Depositionales, constituidas por once parasecuencias, permite precisar los límites inferior y superior de la unidad en su región tipo. El inferior es una importante discontinuidad estratigráfica, correlacionable con el límite de un ciclo global de tercer orden. Por el contrario, el límite superior se caracteriza exclusivamente por el cambio litológico de caliza a dolomía, el cual es fuertemente diacrónico.

Se propone la validez del Mb. Margas de Losilla y se define el Mb. Calizas de Losa del Obispo, para la parte superior de la Fm. situada por encima de la Capa de Margas de Chera.

Palabras clave: Cretácico medio, Cordillera Ibérica, Unidades Litoestratigráficas, Albense, Cenomanense, Secuencias deposicionales, Correlación.

ABSTRACT

A detailed stratigraphic study of the Aras de Alpuente Formation (Vilas *et al.*, 1982) allows both a revision of the unit from a purely Lithostratigraphical point of view and the realization of a sequential analysis, based in an accurate correlation between different outcrops.

Three depositional sequences and eleven parasequences have been identified; based on them the lower and upper boundaries in the type area are more precisely defined. The lower boundary is an important discontinuity which is coincident with a 3rd order cycle boundary; on the other hand, the upper boundary is characterized by the lithological change from limestones to dolostones, which is strongly diachronous.

It is proposed the regional validity of the Losilla Member and it is also defined the Losa del Obispo Member for the upper portion of the Formation located above the Chera Bed.

Key Words: Middle Cretaceous, Iberian Ranges, Lithostratigraphical Units, Albian, Cenomanian, Depositional sequences, Correlation.

INTRODUCCIÓN

Uno de los conjuntos litológicos más característicos del Cretácico en el Este de la Cordillera Ibérica es la sucesión de calizas y margas que con un espesor variable entre 20 y 200 m, se sitúa entre las facies terrígenas o mixtas del Cretácico inferior y las dolomías del Cretácico superior. Este conjunto fue inicialmente individualizado por García (1977), Arias (1978) y Más (1981), y posteriormente definido como Formación Calizas de Aras de Alpuente por Vilas *et al.* (1982) como una unidad válida para el sector suroccidental de la Cordillera Ibérica. Además en esta Formación, y para este área, se definieron tres Miembros: Calizas de Estenas, Margas de Losilla y Calizas de la Bicuerca

Los estudios regionales realizados posteriormente (Meléndez, 1983; García *et al.*, 1987; Carenas, 1987; Giménez, 1987, entre otros) han demostrado que esta Formación y sus miembros se puede reconocer en amplios sectores de la Cordillera Ibérica (provincias de Teruel, Castellón, Valencia, Cuenca y Albacete), pudiéndose suponer que sus depósitos se extendieron por el N hasta el «Escalón de Ejulve-Taravilla» (Pérez del Campo *et al.*, 1986), por el W hasta más allá de la «Falla del Segre» (García *et al.*, 1989 a), por el S hasta el Prebético (Martín-Chivelet, 1992) y por el E posiblemente en la plataforma continental mediterránea.

La extensión geográfica de esta unidad, a nuevas áreas de la Cordillera Ibérica, ha supuesto introducir algunas modificaciones y ampliaciones respecto de la definición inicial de sus límites y miembros, ya que la distribución vertical de las formaciones terrígenas y dolomíticas que la delimitan varían según las zonas, dando incluso lugar a la presencia de nuevos miembros no contemplados en la definición inicial.

Por otra parte, la introducción de la estratigrafía secuencial permite realizar un análisis y una correlación muy precisa de las sucesiones sedimentarias, permitiendo establecer detalladamente la disposición estratigráfica de los Miembros dentro de la Formación ya que se definieron en diferentes zonas.

Por todo esto se hace necesario revisar estas unidades en sus áreas tipo incorporando las precisiones observadas en otras áreas.

SECUENCIAS DEPOSICIONALES

El análisis secuencial del Cretácico medio de la Cordillera Ibérica ha permitido individualizar en su registro estratigráfico un conjunto jerarquizado de secuencias deposicionales, limitadas por discontinuidades sedimentarias de importancia y amplitud también variable (Carenas *et al.*, 1986; García *et al.*, 1987; García *et al.*, 1989 a; García *et al.*, 1989 b; García *et al.*, 1993).

Dentro del Albense superior Cenomanense medio se han reconocido cuatro secuencias deposicionales que se correlacionan, por su edad, con los ciclos sedimentarios de tercer orden UZA 1.5, UZA 2.1, UZA 2.2 y UZA 2.3 de Haq *et al.* (1988). Los materiales de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente se encuentran comprendidos dentro de las tres primeras secuencias deposicionales.

Un análisis más detallado permite reconocer dentro de la Formación once secuencias menores (ciclos de cuarto orden), que siguiendo las pautas de la estratigrafía secuencial (Van Wagoner *et al.*, 1988) serían interpretables como parasecuencias, ya que suponen la organización interna de las secuencias deposicionales de tercer orden. Esta interpretación como parasecuencias, presenta algunos problemas, pues a diferencia de los criterios dados en su definición no se trata de secuencias de somerización, sino que son secuencias de profundización, delimitadas por discontinuidades y semejantes en todo, salvo su espesor y organización, a los ciclos de tercer orden.

De acuerdo con esto y extendiendo la nomenclatura de Haq *et al.* (1988) pueden denominarse: UZA 1.5.1, UZA 1.5.2, UZA 1.5.3, UZA 2.1.1, UZA 2.1.2, UZA 2.1.3, UZA 2.2.1, UZA 2.2.2, UZA 2.2.3, UZA 2.2.4, UZA 2.2.5. Para facilitar la lectura de este trabajo, estas parasecuencias se denomi-

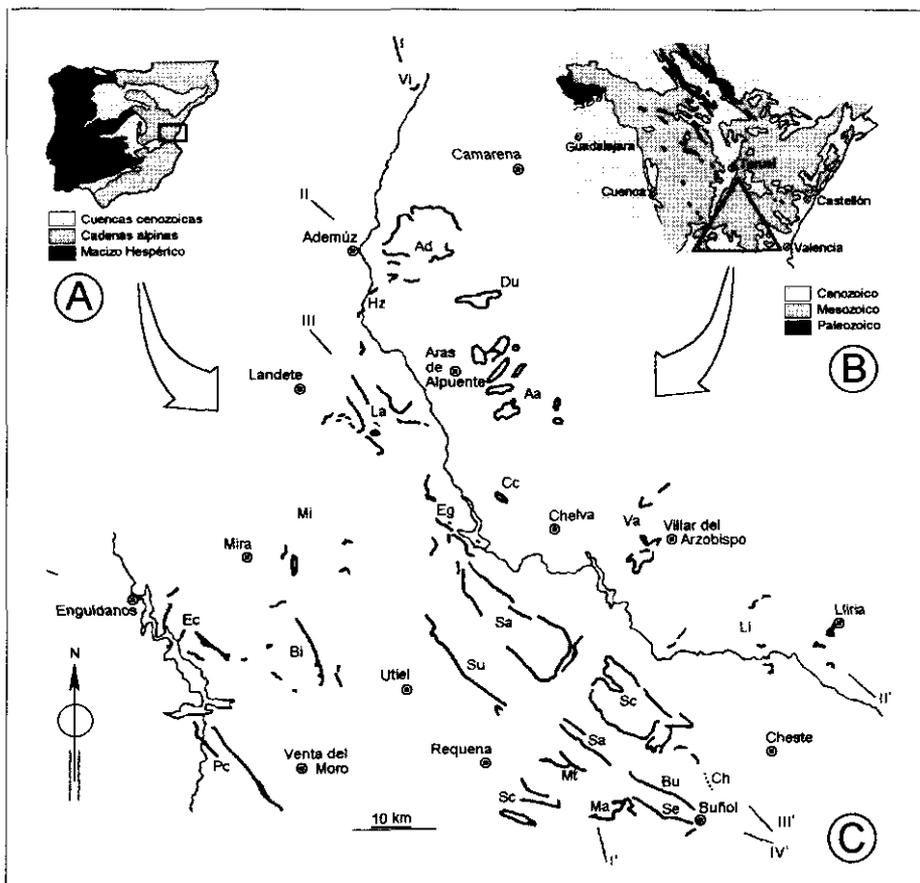


Fig. 1.—Situación del área de estudio en la Península Ibérica (A) y en la Cordillera Ibérica (B). Afloramientos de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente en el área de estudio (C): Vi, sector de Villed; Ad, sector de Ademuz; Du, Las Dueñas (Arcos de las Salinas); Hz, hoz del río Turia; Aa, sector de Aras de Alpuente; La, región de Landete; Cc, Cerro Campillos (Tuejar); Eg, zona del embalse del Generalísimo; Mi, región de Mira; Va, región de Villar del arzobispo; Ec, zona del embalse de Contreras; Bi, Sierra de la Bicuera; Pc, Puerto de Contreras; Su, Sierra de Utiel; Sa, sinclinal de la Atalaya; Li, región de Llíria; Sc, sinclinal del Campillo; Sa, cabalgamientos de Siete Aguas; Mt, zona del Matutano (Requena); Sc, Sierra de las Cabrillas; Ma, sierra de Malacara; Se, Sierra de la Estrella; Bu, cabalgamientos de Buñol; Ch, la Contienda de Cheste. I-I', II-II', III-III', IV-IV', localización geográfica de los paneles de correlación de las figuras 2, 3, 4 y 5, respectivamente.

Fig. 1.—Location of studied area in (A) Iberian Peninsula; and (B) Iberian Ranges. (C) Aras de Alpuente Limestones Formation outcrops and localities mentioned in text or figures: Vi, Villed sector; Ad, Ademuz sector; Du, Las Dueñas (Arcos de las Salinas); Hz, Turia river gorge; Aa, Aras de Alpuente sector; La, Landete region; Cc, Cerro Campillos (Tuejar); Eg, Generalísimo reservoir area; Mi, Mira region; Va, Villar del Arzobispo region; Ec, Contreras reservoir area; Bi, Sierra de la Bicuera; Pc, Puerto de Contreras; Su, Sierra de Utiel; Sa, Atalaya syncline; Li, Llíria region; Sc, Campillo syncline; Sa, Siete Aguas overthrusts; Mt, Matutano zone (Requena); Sc, Sierra de las Cabrillas; Ma, Malacara sierra; Se, Estrella Sierra; Bu, Buñol overthrusts; Ch, Cheste Contienda; Re, Requena; Ut, Utiel; Lir, Llíria; Che, Cheste. I-I', II-II', III-III', IV-IV', geographical location of correlation panels of figures 2, 3, 4 and 5, respectively.

nan por los números 1 al 11, de base a techo. De ellas, los depósitos de la Capa Margas de Chera se incluyen en las parasecuencias 7, 8, 9, 10 y la parte inferior de 11.

DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

SECTOR DE VILLEL (Fig. 1, Vi; Fig. 2)

Son unos pequeños afloramientos de materiales cretácicos, muy tectonizados, situados entre el Triás extrusivo de la Falla del Segre y los neógenos de la Cuenca de Teruel, los cuales afloran a favor de la hoz del Guadalaviar-Turia. En Cerro Pinos (Fig. 2) (García, 1982 b; Carenas, 1987) puede reconocerse la sucesión sedimentaria más completa: 12.5 m de margas, dolomías, areniscas calcáreas y calizas arenosas, que parecen representar la parasecuencia 5, sin que pueda descartarse que la mitad inferior corresponda a la parasecuencia 1; 12 m de areniscas calcáreas y calizas arenosas con foraminíferos, de la parasecuencia 6; 18 m de la Capa de Margas de Chera; y 4.5 m de una cornisa de calizas y dolomías con foraminíferos, que pertenecen a la parasecuencia 11, y representan aquí al Mb. Calizas de Losa (ver capítulo siguiente).

Esta sucesión sedimentaria parece estar suavemente discordante sobre un paquete de 10 m de areniscas ocreas que deben corresponder a materiales del «ciclo urgoniano».

ZONA DE ADEMÚZ (Fig. 1, Ad; Fig. 2)

Se trata de una muela de materiales cretácicos, de estructura sinclinal y contorno casi circular, cruzada por fracturas y parcialmente cubierta por los neógenos de la Cuenca de Teruel. En las inmediaciones de la carretera Ademúz-Más del Olmo (Rambla del Val, Fig. 2) puede observarse la sucesión sedimentaria más representativa: 16 m de areniscas calcáreas de la parasecuencia 1; 15 m de calizas arenosas y detríticas de la parasecuencia 2; 13 m de margas y calcarenitas ocreas de la parasecuencia 5; 18 m de calizas y calcarenitas de la parasecuencia 6; 48 m de la Capa de Margas de Chera; y 15 m de dolomías y calizas de la parasecuencia 11.

Lliria region; Sc, Campillo syncline; Sa, Siete Aguas thrusts; Ma, Matutano area (Requena); Sc, Sierra de las Cabrillas; Ma, Sierra de Malacara; Se, Sierra de la Estrella; Bu, Buñol thrusts; Ch, La Contienda de Cheste. I-I', II-II', III-III' and IV-IV' location of cross profiles of figures 2, 3, 4 and 5 respectively.

LAS DUEÑAS (Fig. 1, Du; Fig. 2)

Es un estrecho sinclinal de materiales cretácicos vergente al S, en el que estos depósitos descansan directamente sobre el Trías, Malm ó Weald (Fm. Arenas y Arcillas del Collado, Vilas *et al.*, 1982), fosilizando en parte una importante fractura de dirección NE-SW, a favor de la cual se produjo la extrusión de los materiales salinos del Trías (entre el Kimmeridgiense superior y el Albense superior). Los materiales de la Fm. Aras de Alpuente están representados tan solo por la parasecuencia 6, que en la Hoya de la Carrasca (Carenas, 1987) está formada por 10 m de calizas detríticas.

HOZ DEL TURIA (Fig. 1, Tu; Fig. 4)

Se trata de un conjunto de pequeños afloramientos de materiales cretácicos limitados por fracturas, las cuales están relacionadas con la Falla del Segre-Ademúz, y que afloran dispersos a lo largo de la hoz del Turia-Guadalaviar. El mejor punto para observar los depósitos de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente es el km 261 de la carretera de Ademúz a Santa Cruz de Moya donde, sobre el Jurásico aparecen: 28 m de arenas con costras ferruginosas; 6 m de calizas detríticas de la parasecuencia 5; 16 m de margas y calizas de la parasecuencia 6; 27.5 m que corresponden a las parasecuencias 7 a 10 y a la Capa de Margas de Chera y 13 m de calizas y calcarenitas de la parasecuencia 11.

REGIÓN DE LANDETE (Fig. 1, La; Fig. 4)

Aquí los materiales cretácicos afloran en los bordes de cuatro estructuras sinclinales más o menos amplias, limitadas por fracturas NW-SE y cruzadas por fallas de dirección NE-SW. Esta compleja estructura tectónica de detalle, dificulta la obtención de columnas estratigráficas fiables. Pueden obtenerse perfiles estratigráficos en la subida del Portillo de Manzaneruela (García, 1982 b), Cerro Abendón de Higuieruelas, Los Colorados (Meléndez *et al.*, 1979), y Lavadero de Graja (Meléndez, 1983) (Fig. 4).

En Cerro Abendón puede observarse, por encima de un importante tramo cubierto: 5 m de areniscas calcáreas y calizas arenosas de la parasecuencia 1; 8 m de calizas detríticas en bancos de la parasecuencia 2; 12 m de margas y calizas detríticas grises de la parasecuencia 5; 17 m de calcarenitas y calizas de la parasecuencia 6; 22 m de la Capa de Margas de Chera; y 6 m de calizas de la parasecuencia 11.

En los afloramientos próximos a Talayuelas, se puede observar que la serie es mucho más terrígena, mientras que en los afloramientos del sector de Manzaneruela, la sucesión sedimentaria se reduce mucho de espesor llegando a estar solo presente las parasecuencias 5 y 6, y con potencias reducidas; por encima se encuentra la Capa de Margas de Chera con 12 m de potencia y, por último, la parasecuencia 11 con unos 11,5 m de calizas.

CERRO CAMPILLOS DE TUEJAR (Fig. 1, Cc; Fig. 2)

Se trata de un interesante afloramiento en el que los materiales cretácicos descansan sobre el Trías (Más, 1981). El Cretácico está subhorizontal, pero atravesado por un gran número de fracturas, lo que dificulta la obtención de un perfil estratigráfico. Los mejores afloramientos están en la ladera meridional (Más, 1981; García, 1982; Carenas, 1987) donde pueden reconocerse: 21 m de calizas arenosas de la parasecuencia 1; 25 m de calcarenitas de la parasecuencia 2; 8 m de calizas detríticas de la parasecuencia 3; 11 m de limos dolomíticos y calizas grises de la parasecuencia 5; y 20 m de calizas nodulosas y en gruesos bancos de la parasecuencia 6.

REGIÓN DE ARAS DE ALPUENTE (Fig. 1, Aa; Fig. 3)

Es la región tipo de la Formación Calizas de Aras de Alpuente. Se trata de un amplio y laxo sinclinal subcircular (de 20 Km de diámetro aproximadamente), en cuya zona central se elevan una decena de pequeñas muelas y cerros, coronados por los materiales carbonatados del Cretácico medio. Todo el conjunto está afectado por fracturas de dirección NE-SW, que en general no impiden levantar columnas estratigráficas en casi cualquier punto. El corte tipo de la Formación es el perfil de El Collado (Vilas *et al.*, 1982) (Fig. 2), que también es el corte tipo del Miembro Margas de Losilla (Vilas *et al.*, 1982). En esta región hay notables variaciones en el espesor de unas sucesiones a otras, que afectan sobre todo a su parte baja, y que dibujan surcos y umbrales de dirección NE-SW (Carenas *et al.*, 1989). El corte tipo corresponde a una de las sucesiones estratigráficas más potente.

En el estratotipo pueden reconocerse: más de 10 m (hay un importante tramo cubierto en la base) de areniscas en la base y una primera cornisa de areniscas calcáreas en el techo, que se interpretan como la parasecuencia 1; 20 m de calizas y margas, que acaban en una segunda cornisa de calcarenitas, parasecuencia 2; 14 m de margas en la base, una alternancia de margas, cali-

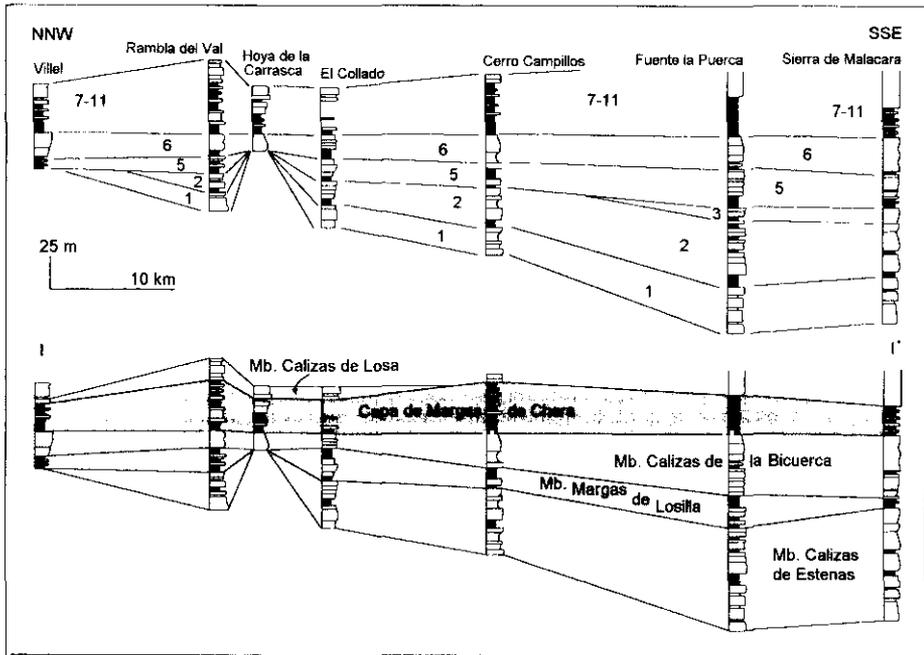


Fig. 2.—Panel de correlación NNW-SSE, del sector de Villel a la Sierra de Malacara (ver I-I' en la Fig. 1 para su localización geográfica).

Fig. 2.—NNW-SSE stratigraphic cross section from Villel to Sierra de Malacara (see I-I' in Fig. 1 for location).

zas detríticas y bionodulosas y, a techo otra pequeña cornisa de calcarenitas, de la parasecuencia 5; 24 m de margas, calizas bionodulosas y detríticas que dan lugar a una cuarta cornisa de la parasecuencia 6; 31 m de la Capa de Margas de Chera; y 8 m de calcarenitas de la parasecuencia 11, que representan aquí el Mb. Calizas y Dolomías de Alatóz. En este afloramiento, el Mb. Calizas de Estenas está formado por las parasecuencias 1 y 2, el Mb. Margas de Losilla por la parasecuencia 5 y la mitad inferior de la parasecuencia 6, el Mb. Calizas de la Bicuerca por la mitad superior de la parasecuencia 6, y el Mb. Calizas de Losa (ver capítulo siguiente) por la parasecuencia 11.

Un buen afloramiento en el que se puede observar la sucesión de una zona de umbral, es el situado detrás del pueblo de Campo Arriba, donde unas pequeñas fracturas no impiden observar que por encima de la Fm. Arenas de Utrillas (pertenecientes aquí casi en su totalidad al «ciclo urgoniano»), aparecen: más de 8 m (a la base hay un tramo cubierto de 5 m) de calizas are-

nosas ocre de la parasecuencia 1; 13 m de calizas arenosas y detríticas de la parasecuencia 2; 4 m de calizas detríticas de la parasecuencia 4; 4 m de margas y calcarenitas, en un banco gris característico, de la parasecuencia 5; 21 m de calizas, margas y calcarenitas de la parasecuencia 6, que representa la última cornisa antes de la Capa de Margas de Chera; y más de 15 m de calizas de la parasecuencia 11.

Una sucesión sedimentaria más potente puede observarse en las inmediaciones de la Ermita de Santa Catalina, donde a pesar de la existencia de fracturas, puede reconstruirse la siguiente sucesión sedimentaria: 13 m de areniscas calcáreas ocre de la parasecuencia 1; 27 de margas y calizas arenosas y biocalcarenitas de la parasecuencia 2; 4 m de calizas de la parasecuencia 3; 8 m de margas y calizas detríticas de la parasecuencia 5; 22 m de margas, calizas oolíticas y calcarenitas de la parasecuencia 6; y por encima de la Capa Margas de Chera (que tiene 45 m de potencia), 15 m de calizas detríticas de la parasecuencia 11.

En los dos afloramientos anteriores, no resulta tan claro como en el estratotipo fijar la posición y límites del Mb. Margas de Losilla con respecto a los otros dos miembros de esta Formación, Mb. Calizas de Estenas y Mb. Calizas de la Bicuerca. Por la expresión morfológica de las sucesiones sedimentarias, parece lo más lógico situarla dentro de la parasecuencia 6, hacia su parte inferior.

ZONA DEL EMBALSE DEL GENERALÍSIMO (Fig. 1, Eg)

Es un pequeño conjunto de afloramientos de baja calidad, localizados en la compleja estructura geológica del cierre NW del sinclinal de La Atalaya, en los que hasta ahora no ha sido posible obtener un perfil estratigráfico fiable de estos materiales.

REGIÓN DE MIRA (Fig. 1, Mi)

Es una zona con una compleja estructura geológica de detalle, en la que no han sido bien diferenciados los depósitos jurásicos y cretácicos, y en la que tan solo se ha podido identificar la presencia de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente en algunos de estos afloramientos.

ZONA DE VILLAR DEL ARZOBISPO (Fig. 1, Va; Fig. 3)

Entre esta localidad y Losa del Obispo, se desarrolla una compleja estructura sinclinal de dirección NE-SW, atravesada por un gran número de

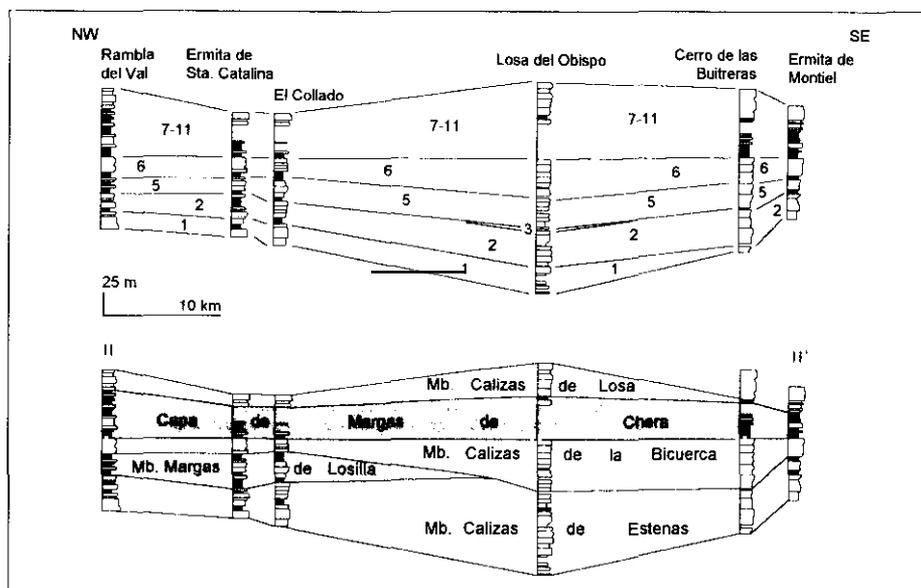


Fig. 3.—Panel de correlación NW-SE, de la región de Ademúz (Rambla del Val) a la zona de Liria (Ermita de Montiel) (ver II-II' en la Fig. 1 para su localización geográfica).

Fig. 3.—NW-SE stratigraphic cross section from Ademuz (Rambla del Val) to Liria (Ermita de Montiel) (see II-II' in Fig. 1 for location).

fracturas, en cuyos flancos existen varios puntos donde puede observarse la sucesión sedimentaria, como en la Cima de los Huertos, El Castellar, etc. (García *et al.*, 1977; García, 1982 b; Más, 1981; Carenas, 1987).

En Losa del Obispo, en la ladera occidental de la Cima de los Huertos (Carenas, 1987) se observan: 12 m de calizas arenosas de la parasecuencia 1; 23 m de calizas margosas y calcarenitas de la parasecuencia 2; 10 m de calcarenitas y calizas oolíticas, pertenecientes a la parasecuencia 2 ó 3; 12 m de margas, areniscas glauconíticas y calizas oolíticas de la parasecuencia 4; 15 m de calizas arenosas y nodulosas, que pasan a calcarenitas, de la parasecuencia 5; y 36 m de calcarenitas y calizas con rudistas de la parasecuencia 6. Por encima de la Capa de Margas de Chera (35 m), se reconoce una cornisa de 28 m de calizas detríticas de la parasecuencia 11.

Más al Norte, en la región de Higuieruelas, existen unos pequeños afloramientos de estos materiales, limitados por fracturas, en los que se tan solo puede observarse de forma incompleta la Fm. Calizas de Aras de Alpuente. En líneas generales se ha podido observar que presenta características semejantes a las descritas anteriormente.

SINCLINAL DE LA ATALAYA (Fig. 1, Sa)

Es una amplia y laxa estructura sinclinal de dirección ibérica NW-SE, que está cortada al SE por la cuenca cenozoica de Chera, mientras que hacia el NW desaparecen los afloramientos cretácicos al cerrarse la estructura. Todo el conjunto está afectado por numerosas fracturas que hacen difícil obtener una columna. A grandes rasgos las sucesiones sedimentarias de la zona NW se asemejan bastante a las de Landete, mientras que por el contrario, las sucesiones sedimentarias del extremo SE se asemejan a la sucesión del corte de Fuente la Puerca (ver Sinclinal del Campillo, figs. 2 y 4).

SIERRA DE UTIEL (Fig. 1, Su)

Está formada por una banda continua de materiales cretácicos que se extienden a lo largo de unos 15 km. Estos materiales corresponden al flanco SW de una compleja estructura anticlinal de dirección ibérica, fracturada y parcialmente ocluida por el cabalgamiento de la Sierra del Negrete. Aquí la Fm. Calizas de Aras de Alpuente no presenta variaciones notables de unos puntos a otros, siendo sus mejores afloramientos los cortes de las carreteras a Benagever y Las Nogueras (Assens *et al.*, 1973 a; García *et al.*, 1977; Meléndez *et al.*, 1979; Más, 1981; García, 1982 b, Bravo y García, 1993). Este último afloramiento, situado en las proximidades de la pedanía de Estenas, es el estratotipo del Mb. Calizas de Estenas (Vilas *et al.*, 1982).

En este afloramiento, sobre la Fm. Arenas de Utrillas, se observan: 20 m de margas y areniscas calcáreas de la parasecuencia 1; 35 m de areniscas y calizas de la parasecuencia 2; 6 m de un banco de calizas que debe de representar a la parasecuencia 3; 27 m de calcarenitas, margas y areniscas de la parasecuencia 5; y 25 m de la parasecuencia 6, formada por calcarenitas, calizas y dolomías. Aquí, el Mb. Margas de Losilla presenta un escaso desarrollo en estos afloramientos, siendo un tramo más de la sucesión sedimentaria y prácticamente incartografiable, existiendo varios de estos niveles margosos, lo que hace problemático precisar los límites de la unidad.

SIERRA DE LA BICUERCA (Fig. 1, Bi; Fig. 5)

Se trata de una estructura anticlinal de dirección NNW-SSE que emerge en la llanura cenozoica y que se rompe en un cabalgamiento hacia el W. El

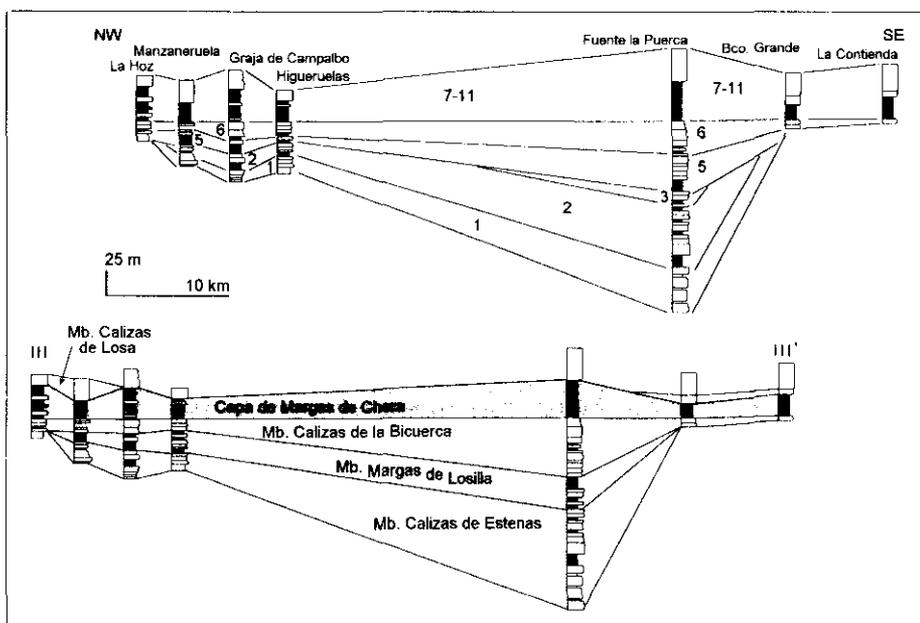


Fig. 4.—Panel de correlación NW-SE, de la región de Landete (La Hoz del río Turia) a la Sierra de la Estrella (aldea de La Contienda) (ver III-III' en la Fig. 1 para su localización geográfica).

Fig. 4.—NW-SE stratigraphic section from Landete (La hoz del río Turia) to Sierra de la Estrella (La Contienda village) (see III-III' in Fig. 1 for location).

mejor afloramiento de los materiales que aquí se estudian, se encuentra en el collado del Cerro del Telégrafo (García *et al.*, 1978; Más, 1981; García, 1982 b; Bravo y García, 1993). Este perfil es el estratotipo del Mb. Calizas de la Bicuerca (Vilas *et al.*, 1982). Conviene reseñar, que los perfiles de García *et al.* (1978) y Más (1981) fueron levantados por el camino viejo de Fuenterrobles a Caudete de las Fuentes, y que la carretera de Fuenterrobles a Las Cuevas, que proporciona un buen corte, es posterior.

Sobre la Fm. Arenas de Utrillas, que en este corte contiene una pequeña intercalación calcárea con Orbitolinas del Aptense (Más, 1981), descansan: 15 m de areniscas margas y calizas de la parasecuencia 1; 20 m de arenas y areniscas con abundante glauconita, representando a la parasecuencia 2; 15 m de arenas que pasan al techo a calizas con rudistas de la parasecuencia 5; y 40 m de margas, calcarenitas y calizas de la parasecuencia 6.

PUERTO DE CONTRERAS (Fig. 1, Pc)

Corresponde también a otra estructura anticlinorial, pero con una típica dirección ibérica NW-SE y vergente al SW, mediante la cual los materiales mesozoicos se elevan un poco sobre las llanuras cenozoicas. Sus relieves más acusados y sus mejores afloramientos se dan a favor de la hoz del Río Cabriel. Aquí, el perfil más conocido es el cerro El Martinete (García *et al.*, 1977; Más, 1981; García, 1982 b), donde sobre la Fm. Arenas de Utrillas descansan: 8 m de areniscas y margas de la parasecuencia 1 ó 5; y 25 m de calizas detríticas de la parasecuencia 6. Sucesiones sedimentarias similares pueden observarse en la carretera de Venta del Moro a Los Tamayos y en los caminos a El Tochar y la Casa Morluengo.

EMBALSE DE CONTRERAS (Fig. 1, Ec)

Entre Mira y el Embalse de Contreras afloran estos materiales cretácicos a favor de un conjunto de anticlinales y sinclinales de dirección ibérica, cortados por fracturas subperpendiculares (Assens *et al.*, 1973 c). Las sucesiones sedimentarias de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente son muy similares a las del Puerto de Contreras y la Sierra de la Bicuera, estando tan sólo claramente presente la parasecuencia 6.

REGIÓN DE LIRIA (Fig. 1, Li; Fig. 3)

Son un conjunto de afloramientos dispersos, limitados por fracturas, y relacionados con asomos extrusivos de materiales triásicos. Los mejores afloramientos para observar la Fm. Calizas de Aras de Alpuente son la carretera de subida a la Ermita de Montiel (Fig. 3), en el pueblo de Benaguacil, y la ladera meridional del cerro Buitreras, al SW de Liria (Carenas, 1987 y Bravo y García, 1993). En este último punto, sobre la Fm. Areniscas de Sácaras, se observan: 10 m de areniscas y calcarenitas de la parasecuencia 1; 28 m de calizas arenosas y calizas detríticas de la parasecuencia 2; 9 m de margas y calcarenitas de la parasecuencia 3; 15 m de calizas detríticas de la parasecuencia 5; y 39 m de calizas nodulares y calizas detríticas de la parasecuencia 6.

En la Ermita de Montiel (Carenas, 1987 y Bravo y García, 1993) pueden observarse: 20 m de calcarenitas y calizas arenosas de la parasecuencia 2; 12 m de biocalcarenitas nodulosas y tractivas de la parasecuencia 5; y 19 m de calizas oolíticas y calcarenitas con Orbitolinas de la parasecuencia 6.

SINCLINAL DEL CAMPILLO (Fig. 1, Sc; Fig. 2)

Es la continuación del Sinclinal de la Atalaya, al SE de la Cuenca cenozoica de Chera. Se trata de una zona en la cual la Fm. Calizas de Aras de Alpuente presenta variaciones muy importantes de espesor. Dentro de estos afloramientos los máximos espesores se localizan en su borde NW, dando el mejor afloramiento de estos materiales en Valencia, Fuente de la Puerca (figs. 2 y 4) (García *et al.*, 1989). Aquí puede observarse: 56 m de calizas arenosas y areniscas calcáreas de la parasecuencia 1; 50 m de calizas detríticas y margas de la parasecuencia 2; 18 m de calizas de la parasecuencia 3; 39 m de margas y calcarenitas de la parasecuencia 5; y 32 m de calizas detríticas y calizas de la parasecuencia 6.

En esta sucesión sedimentaria: el Mb. Calizas de Estenas está constituido por las parasecuencias 1, 2 y 3; el Mb. Margas de Losilla está formado por la parte inferior de la parasecuencia 5; y el Mb. Calizas de la Bicuerca por la parte superior de la parasecuencia 5 y la parasecuencia 6.

Dentro de esta estructura, hacia el N, el espesor de estos materiales disminuye rápidamente, y así en Corrales de Pera (García *et al.*, 1977; García, 1982 b) la Fm. Calizas de Aras de Alpuente se reduce a 90 m. Siguiendo esta franja de afloramientos hacia el SE, se puede observar la progresiva disminución de espesor, aunque la tectónica es más fuerte e impide cuantificarla (camino de Sot de Chera al Campillo).

También disminuye el espesor de estos depósitos hacia el SW, llegando a quedar reducidos a 8 m de calcarenitas con estratificación cruzada de la parasecuencia 6 en la ladera meridional del Pico Hierbas en la Sierra de los Bosques (García, 1977).

LA CONTIENDA DE CHESTE (Fig. 1, Ch)

Es un afloramiento peculiar de materiales cretácicos, en la intersección del Sinclinal del Campillo con el Trías extrusivo de Gestalgar-Cheste, dando afloramientos de baja calidad, al estar en ellos labrada una superficie erosiva cenozoica. En las proximidades del Corral de Cristóbal puede observarse que, sobre las facies mixtas terrígeno-carbonatadas de la Fm. Calizas, Areniscas y Arcillas de Villar del Arzobispo del final del Jurásico (Alonso y Más, 1981), descansan 23 m de arenas y margas verdes de la Capa de Margas de Chera y la serie dolomítica del Cretácico superior. Puntualmente, el Cretácico puede comenzar por un par de metros de calizas ferruginizadas con *Orbitolinas* recristalizadas, que deben representar el «ciclo urgoniano», pues re-

cuerdan mucho al Aptense del corte de Río Juanes (García, 1982 b), sin descartar que puedan pertenecer a la parasecuencia 6.

Por tanto en este área, la Fm. Aras de Alpuente no está presente por ausencia de sedimentación durante el Albense superior, parasecuencias 1 a 6, y estar en facies dolomíticas la parasecuencia 11. Este afloramiento forma parte de la estructura paleogeográfica denominada «Macizo valenciano» (Champetier y Moullade, 1970; Canerot *et al.*, 1971; García, 1977, Pérez del Campo y Zabala, 1982), que funciona como umbral durante el Cretácico inferior.

CABALGAMIENTOS DE SIETE AGUAS (Fig. 1, Sa)

En la región de Siete Aguas, el Cretácico aparece: en afloramientos discontinuos bajo el cabalgamiento de Malen-Peña Rubia, en una estrecha y alargada banda bajo el cabalgamiento de Los Cerros; en el amplio afloramiento de la Rabosera y en la serie cabalgante de Los Cerros.

En el último de estos afloramientos, sobre la Fm. Calizas Margas y Areniscas de Sácaras, pueden observarse: 23 m de areniscas calcáreas de la parasecuencia 1; 21 m de margas y calizas detríticas de la parasecuencia 2; 37 m de la parasecuencia 5, que comprende en su base un importante tramo margoso; y 27 m de calizas y calizas detríticas de la parasecuencia 6. En esta sucesión sedimentaria, el Mb. Calizas de Estenas está formado por las parasecuencias 1 y 2, el Mb. Margas de Losilla lo constituye la parte inferior de la parasecuencia 5, y el Mb. Calizas de Estenas lo forman la parte superior de la parasecuencia 5 y la parasecuencia 6. Hacia el SW la Fm. Aras de Alpuente disminuye de espesor, y así en Casa de Umbrias sólo alcanza 80 m (García, 1982).

En La Rabosera, el Cretácico no presenta buenos afloramientos tanto por desarrollarse sobre él una superficie erosiva cenozoica, como por estar muy afectado por fracturas. La Fm. Calizas de Aras de Alpuente sólo aflora parcialmente, pudiéndose reconocer unos pocos metros de calizas recristalizadas bajo la Capa de Margas de Chera.

CABALGAMIENTO DE BUÑOL (Fig. 1, Bu)

Es una estrecha y discontinua banda de afloramientos cretácicos, asociada al cabalgamiento de la Sierra de la Cabrera, de dirección NW-SE. Los materiales cretácicos afloran mal y están muy tectonizados, ya que unas veces forman la base de la sucesión sedimentaria cabalgada (Bco. de Moneri, Via-

llard, 1978), y otras veces son parte de la zona milonítica del cabalgamiento (Barranco de La Venta). En esta zona se pueden incluir en la Fm. Aras de Alpuente algunas de las calizas detríticas y de rudistas, en base a las Orbitolinas del Albense superior que contienen.

ZONA DEL MATUTANO (Fig. 1, Mt)

Es un conjunto de pliegues de dirección ibérica, NW-SE, que en buena parte son la continuación hacia el SE de la Sierra de Utiel, y en cuyos flancos aflora extensamente la Fm. Aras de Alpuente, aunque sin llegar a dar buenos afloramientos. En las inmediaciones de la aldea abandonada de el Matutano, pueden observarse sobre la Fm. Calizas Margas y areniscas de Sácaras: 15 m de areniscas calcáreas ocre del parasecuencia 1; 22 m de calizas detríticas de la parasecuencia 2 ó 5; y 15 m de calizas de la parasecuencia 6.

SIERRA DE LA ESTRELLA (Fig. 1, Se)

Se trata de una estructura anticlinal de dirección NW-SE y vergencia al SW, que evoluciona al W a un cabalgamiento sobre los materiales de la Sierra de Malacara. En su flanco NE el Cretácico aflora en una banda continua, a cuyos afloramientos puede accederse desde Venta Quemada y Buñol y en los que de NW a SE, se observa un paso de facies calcáreas a dolomíticas. En el paraje de La Jarra (Fig. 5), en la hoz del Río Buñol, se observan: 25 m de una primera cornisa de dolomías masivas de la parasecuencia 2; 21 m de dolomías en gruesos bancos de la parasecuencia 5, que da en el paisaje una segunda cornisa; y 23 m de dolomías dando una tercera cornisa, que acaba en un nivel de color más claro. Por encima se identifica el rellano de la Capa Margas de Chera y la cornisa del Mb. Dolomías de Alatóz.

El predominio de dolomías y de calizas recrystalizadas en esta sucesión sedimentaria hace que propiamente no deban ser incluidos dichos materiales en la Fm. Calizas de Aras de Alpuente. La nomenclatura estratigráfica concreta para estos depósitos deberá establecerse cuando se conozcan mejor las sucesiones sedimentarias del Albense sup. del SE de Valencia, y se organicen los Miembros y Formaciones de las series dolomíticas.

En el flanco SW tan sólo aflora el Cretácico en una pequeña franja, pudiéndose observar la sucesión sedimentaria por la carretera a Collado Umán y por el cauce del Río Buñol (García, 1982). Sobre la Fm. Areniscas de Sácaras descansan: 12 m de calizas arenosas de la parasecuencia 1; 23 m de cali-

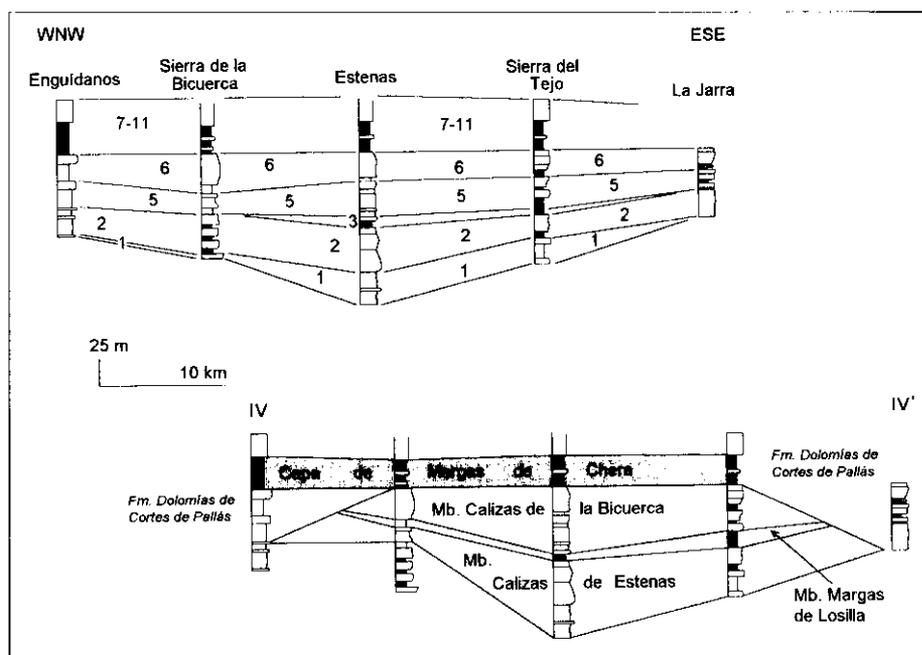


Fig. 5.—Panel de correlación WNW-ESE de la Enguñadanos a La Jarra (Buñol) (ver IV-IV' en la Fig. 1 para su localización geográfica).

Fig. 5.—WNW-ESE stratigraphic section from Enguñadanos to La Jarra (Buñol) (see IV-IV' in Fig. 1 for location).

zas detríticas de la parasecuencia 2 ó 5; y 30 m de calizas y calcarenitas de la parasecuencia 6. Por encima la Capa Margas de Chera solo tiene 8 m de espesor y el Mb. Dolomías de Alatóz presenta un desarrollo de 14 m.

SIERRA DE MALACARA (Fig. 1, Ma; Fig. 2)

Es una estructura anticlinal de dirección NW-SE y vergente al SW, en cuyo flanco suroccidental puede observarse una de las sucesiones sedimentarias del Cretácico más conocidas de la Cordillera Ibérica (Brinkmann, 1931; Dupuy y Trigueros, 1957; Viillard, 1966; Assens *et al.*, 1973 b; Viillard, 1973; García, 1977; García *et al.*, 1978; Meléndez *et al.*, 1979; García, 1982; Fourcade y García, 1982; y Bravo y García 1993). Sobre un potente conjunto de sedimentos terrígenos y mixtos de la Fm. Calizas Margas y Areniscas de Sácaras (Vilas *et al.*, 1982), pertenecientes al «ciclo urgoniano», se observan:

al menos 25 m de areniscas calcáreas, calizas arenosas y margas de la parasecuencia 1 ya que se encuentra fallada; 45 m de calizas, calizas detríticas y margas de la parasecuencia 2; 23 m de calizas y calcarenitas de la parasecuencia 3; 15 m de margas y calizas de la parasecuencia 4; 25 m de margas, calizas detríticas y calizas de la parasecuencia 5; y 33 m de calizas y calizas detríticas de la parasecuencia 6.

En este afloramiento, la parasecuencia 6 está compuesta en parte por materiales dolomíticos masivos y en parte calizos (los 10 m del techo), por lo que podría ser también correcto no incluir estos depósitos en la Fm. Calizas de Aras de Alpuente, aunque su expresión morfológica es más próxima a esta formación que a la del Mb. Dolomías de Alatóz (Vilas *et al.*, 1982), y al resto de los materiales dolomíticos del Cretácico superior.

En esta sucesión sedimentaria: el Mb. Calizas de Estenas está formado por las parasecuencias 1, 2, 3, 4 y 5; el Mb. Margas de Losilla lo hace por la parte inferior de la parasecuencia 6; y el Mb. Calizas de la Bicuerna se puede considerar representado por la parte superior de la parasecuencia 6.

SIERRA DE LAS CABRILLAS (Fig. 1, Sc)

La Fm. Aras de Alpuente aflora a favor de sendas estructuras anticlinales que son la prolongación hacia el W de la Sierra de Malacara y de los altos de Pardenillas (Assens *et al.*, 1973 b), en la hoz del Río Magro y en la ladera septentrional del vértice Corral (García, 1982). Sobre la Fm. Calizas Margas y Areniscas de Sácaras (Vilas *et al.*, 1982) descansan: 26 m de margas y calizas, todas ellas arenosas, de la parasecuencia 1; 30 m de margas y calizas detríticas de la parasecuencia 2; 12 m de calizas de la parasecuencia 3; 19 m de calcarenitas de la parasecuencia 5; y 33 m de calcarenitas y calizas de la parasecuencia 6.

LÍMITE INFERIOR

El límite inferior está marcado, en general, por el paso de las arenas de la Formación Arenas de Utrillas, a las calizas que caracterizan la Formación Aras de Alpuente. Sin embargo, los primeros términos de la Fm. Aras de Alpuente, en la mayoría de los afloramientos, son bastante arenosos, pero su color ocre y la presencia de carbonatos permite diferenciarlos de los materiales de la Fm. Utrillas, sin carbonatos y de colores blancos y abigarrados. Existe pues una progresiva variación litológica de terrígenos a carbonatos, lo cual

ha sido interpretado como indicador de una continuidad sedimentaria entre ambos conjuntos cuando los estudios se desarrollaban bajo la perspectiva de la Estratigrafía clásica (ej., García *et al.*, 1978) o del análisis de facies (ej., Más, 1981); sin embargo, bajo la perspectiva de la estratigrafía secuencial, estos hechos no son significativos.

Por otro lado, en amplias zonas de la región estudiada, este límite coincide con una importante discontinuidad sedimentaria, pues estos materiales descansan sobre distintos litosomas de la Fm. Arenas de Utrillas (cuya edad es Aptense-Albense), la Fm. Villar del Arzobispo (Jurásico sup.) y hasta sobre materiales del Trías superior (Fig. 2); aunque, en algunos afloramientos, puede haber la duda de si se trata de un contacto sedimentario (ej., en Barranco Grande sobre el Jurásico, García, 1977), o si es un contacto tectónico (ej., en Hoya de la Carrasca, Carenas, 1987, y en Higuieruelas sobre el Trías).

Finalmente, hacia el Oeste (hacia el borde de cuenca), el límite inferior se sitúa también tanto sobre las arenas de la Fm. Utrillas, como sobre las calizas que son cambio lateral de facies de las arenas, todas las cuales tienen edad Albense. Aquí el límite no coincide con ninguna discontinuidad importante y, en este caso, su interpretación puntual es más difícil; de hecho, un mismo afloramiento ha sido interpretado de distintas formas según autores y épocas (ej., Sierra de la Bicuerca, Fig. 5; Assens *et al.*, 1973 a; Más, 1981, y este trabajo).

Este problema del límite inferior se origina, porque tradicionalmente se ha considerado que la Fm. Arenas de Utrillas era el depósito «basal» de la «transgresión del Cretácico superior» (Meléndez *et al.*, 1985). El descubrimiento de intercalaciones de litosomas en «facies utrillas» dentro del conjunto de las «facies urgonianas» (García, 1974; Arias, 1978; Más y García, 1979), y la presencia de intercalaciones de calizas con Orbitolinas del Aptense dentro de las «facies utrillas» (Fourcade, 1970; Más, 1981), ha conducido progresivamente a la idea de que, al menos, parte de la Fm. Arenas de Utrillas pertenece al mismo «ciclo» que las calizas del Aptense (García, 1977).

Aunque el estudio secuencial de la Fm. Arenas de Utrillas está tan sólo comenzando (constituye la Tesis Doctoral de uno de nosotros), se dispone ya de los datos suficientes, como para poder señalar que, en este área, existe una evidente desconexión paleogeográfica entre las arenas de Utrillas y las calizas de Aras de Alpuente, en cuanto a sus áreas de extensión y depocentros. Por ello, parece más oportuno considerar que la Fm. Arenas de Utrillas representa aquí las facies de colmatación de la «cuenca aptense-albense», y son por tanto el cambio lateral y vertical de facies de la Fm. Calizas del

Caroch (Vilas *et al.*, 1982); estando separadas de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente por una discontinuidad sedimentaria mayor.

LÍMITE SUPERIOR

El límite superior está marcado por el paso de las calizas que constituyen esta formación al conjunto dolomítico suprayacente (Fm. Dolomías de Cortes de Pallás, García *et al.*, 1989 a).

Inicialmente, Vilas *et al.* (1982) situaron el límite superior en contacto con la Fm. Margas de Chera, ya que definieron la Fm. Aras de Alpuente como una unidad litoestratigráfica válida para la Cordillera Ibérica suroccidental, englobando en ella, la sucesión de calizas y margas comprendida entre los materiales terrígenos de la Fm. Arenas de Utrillas y las margas de la Fm. Margas de Chera que en esta región marcan el límite con las unidades dolomíticas suprayacentes.

Al extender la validez de esta Formación a toda la Cordillera Ibérica se ha podido comprobar que el conjunto dolomítico que forma la parte superior del ciclo Albense-Cenomanense, se sitúa en unas regiones por debajo de las Margas de Chera, como sucede al S y al SE de la Cordillera Ibérica, y en otras zonas como en el Maestrazgo y al N. de la provincia de Valencia, se sitúa muy por encima de estas margas ya que se encuentran en calizas incluso la barra situada por encima de la unidad Margas de Chera, la cual pasaría lateralmente a la Fm. Dolomías de Alatoz.

Esta diacronía en el límite, cuya causa es puramente petrológica, es lo que justificaría que la Fm. Margas de Chera pase a ser Capa de Margas de Chera. El hecho de que el límite entre ambas Formaciones cruza esta unidad, queda reforzado cuando se considera la dolomitización que presentan sus intercalaciones calcáreas, las cuales están dolomitizadas también por su techo, hacia el S de la Cordillera y son calizas hacia el N.

La explicación a este diacronismo viene dado por el carácter dolomítico de la unidad suprayacente, debido principalmente a una superposición de fenómenos de dolomitización post-cenomanense, de carácter descendente, que en esta zona, se han visto detenido por la presencia de niveles de margas.

Queremos señalar que las unidades litoestratigráficas podían haberse reorganizado de otra manera, por ejemplo definiendo una Formación Calizas de Alatoz y respetando las Margas de Chera como Formación (lo cual estaría justificado dado su gran desarrollo, ya que en muchas regiones presenta 40 metros o más), pero esto iría en contra de la idea de simplificación de las unidades que nos hemos propuesto y del deseo de establecer unidades

generales válidas para toda la Cordillera Ibérica. Además, considerar la barra calcárea suprayacente a estas margas como una unidad de la Formación Aras de Alpuente facilita la cartografía de estas Formaciones, ya que no existen criterios de campo a los que puedan recurrir los no especialistas para diferenciar las barras infra y suprayacentes a las Margas de Chera, como ya ha ocurrido en ocasiones. Por último establecer unidades tan amplias con rango de Formación no impide que para trabajos de detalle puedan, y deban, definirse Miembros mucho más detallados, que tengan tanto un valor regional, como un valor de *subdivisión* del registro estratigráficos.

Atendiendo al estudio secuencial de la Formación, el límite se situaría entre distintas secuencias según las zonas: hacia el Sur entre las parasecuencias 5 y 6; en las zonas centrales al techo de la parasecuencia 6; y hacia el Norte, al techo de la parasecuencia 11. En términos cronoestratigráficos, su límite superior pasa de Sur a Norte de situarse aproximadamente, en el límite Albense sup. (sensu stricto)-Vraconiense, al Vraconiense final-Cenomanense basal, hasta la parte baja del Cenomanense medio.

RELACIONES LATERALES

Hacia el Mediterráneo no existen afloramientos de esta Formación, y en el conocido sondeo de Sierra Perenchiza las dolomías del Cretácico superior descansan sobre el Jurásico (Ríos, 1958); no obstante, cabe suponer que esto se debe a la presencia de un umbral de dirección ibérica (Pérez del Campo *et al.*, 1986), y que estos materiales o sus equivalentes laterales, deben de estar presentes en la plataforma continental valenciana.

Hacia el Sur la formación desaparece, aunque no se conoce con exactitud si lo hace por cambio lateral de facies o por ausencia de sedimentación. Así, en la Sierra del Caballón, en los límites entre la Cordillera Ibérica y las Béticas, se reconocen bajo la Capa de Margas de Chera, hasta 140 m de estos materiales parcialmente recristalizados. Más al Sur, en el valle bajo del Turia, no se ha reconocido la formación, sin poder precisarse si se debe a la existencia de un umbral, o al hecho de estar dolomitizados los depósitos del Albense superior-Vraconiense. Por último, ya en pleno Prebético, Martín-Chivelet *et al.* (1988) describen en Yecla una sucesión sedimentaria de edad Albense-Cenomanense, en la que se pueden identificar las parasecuencias 5 y 6 (ó 1 y 6), pero en facies dolomíticas, y por ello no se deben incluir en la Fm. Calizas de Aras de Alpuente.

Hacia la Meseta, existen diferentes procesos que se superponen de forma compleja. Por un lado, principalmente hacia el NW, existe una reducción im-

portante de espesor, básicamente en relación con la falla Segre-Ademúz-Cazorla; esta reducción de espesor se traduce también en una reducción del número de secuencias deposicionales (ej. Vallanca, García *et al.*, 1978; García, 1982; Meléndez, 1983; Carenas, 1987). Existe también hacia el NW un tránsito lateral de facies a las arenas de la Fm. Utrillas, primero en las secuencias inferiores (ej., Pto. del Cubillo-Algarra, García *et al.*, 1978; García, 1982; Meléndez, 1983) y más tarde en las superiores, que se mantienen en facies carbonatadas y son mucho más extensivas que las anteriores. Por último, hacia el sur de la Meseta, existe además un cambio lateral, por el techo del conjunto, de las facies calcáreas de la Fm. Aras de Alpuente, a las facies dolomíticas de la Fm. Dolomías de Cortes de Pallás (ej., Enguñados); en este caso se mantiene el espesor de las secuencias deposicionales.

Hacia el Norte, en el Maestrazgo, se reconoce esta Fm. con unas facies iguales o muy similares a los que presenta en las zonas centrales de la Cordillera Ibérica y que tienen la misma edad Albense-Cenomanense. La estratigrafía de estos depósitos, que fueron incluidos en la Fm. Calizas y Margas de Mosqueruela por Canerot (1982) está actualmente en estudio (Pérez del Campo, Tesis Doctoral).

LOS MIEMBROS DE LA FORMACIÓN CALIZAS DE ARAS DE ALPUENTE

LA SUCESIÓN SEDIMENTARIA DE LA REGIÓN TIPO

En el Norte y centro de la Provincia de Valencia, las sucesiones sedimentarias de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente presentan tres cornisas calcáreas, claramente identificables en el paisaje, separadas por dos tramos blandos que corresponde a una alternancia de niveles margosos y calcáreos.

El tramo inferior calcáreo es el más potente de los tres, y puede estar articulado en varias cornisas. Este es fácilmente asimilable al concepto de Miembro Calizas de Estenas, presentando una litología semejante a la del corte tipo (Estenas, en la Sierra de Utiel); sin embargo, existen problemas de correlación de su límite superior en aquellas zonas donde el Mb. Margas de Losilla se ve muy reducido, al aumentar de espesor las intercalaciones calcáreas de su base.

El tramo calcáreo intermedio corresponde claramente al concepto de Miembro Calizas de la Bicuerca, que es el Miembro que presenta más extensión, y es el más fácilmente reconocible, ya que se sitúa debajo de la inequívoca Capa de Margas de Chera. No obstante, con respecto al corte tipo del

Miembro (Sierra de la Bicuerca) pueden existir algunos problemas de correlación de su límite inferior cuando el Mb. Margas de Losilla reduce mucho su espesor, por aumentar el número y potencia de las intercalaciones calcáreas, como en el caso anterior.

El tramo calcáreo superior es similar al anterior en facies y potencia, y no fue individualizado como Miembro en la definición inicial de la Formación. Ha sido reconocido posteriormente, bien como una variación litológica de la Formación Dolomías de Alatoz (Carenas, 1987) ó como un Miembro sin denominación específica por García *et al.* (1989 a).

El primer tramo blando corresponde al Miembro Margas de Losilla, que tienen también aquí su estratotipo (corte del Collado). Es el Miembro que más problemas presenta en la correlación, siendo el responsable de las dificultades que presentan las correlaciones del techo del Mb. Calizas de Estenas y de la base del Mb. Calizas de la Bicuerca. Por último, el segundo tramo blando corresponde a la Capa Margas de Chera.

MIEMBRO MARGAS DE LOSILLA

En la región tipo, este Miembro se puede subdividir en dos términos margosos separados por un banco calizo. El término inferior, en detalle, es una alternancia de margas que predominan hacia la parte inferior y de calizas que predominan hacia el techo. El término superior está formado en la base por calcarenitas y hacia el techo por margas.

Sin embargo, fuera de esta región tipo, el diferente desarrollo de estos dos niveles margosos da lugar a tres tipos de sucesiones sedimentarias.

Cuando el nivel margoso más potente es el superior, da lugar a un Mb. Calizas de Estenas más desarrollado y un Mb. Calizas de la Bicuerca con un desarrollo normal. Por el contrario, en aquellas zonas donde el tramo margoso más desarrollado es el inferior, da lugar a un Mb. Calizas de Bicuerca más potente, ya que incluye la cornisa del estratotipo, más el nivel calcáreo intermedio del Mb. Margas de Losilla, y también las calizas a que han pasado el tramo margoso superior, por cambio de facies.

El tercer tipo de sucesiones sedimentarias se presenta cuando los dos niveles margosos del Mb. Losilla cambian de facies, haciéndose muy calcáreos; en este caso, la sucesión sedimentaria se compone de un Miembro Calizas de la Bicuerca y, por debajo, de una alternancia de calizas y margas, que puede llegar a ser tan equívoca, como para plantear la duda de si se debe incluir todo el conjunto en el Mb. Calizas de Estenas ó en el Mb. Margas de Losilla.

Por todo ello, pueden hacerse las siguientes consideraciones:

1. Considerar como válido el concepto y el estratotipo de la Fm. Aras de Alpuente.
2. Considerar como válido el concepto, pero no el estratotipo del Mb. Calizas de Estenas, aunque el nombre está ya tan generalizado, que no debe cambiarse, debiendo de utilizarse como Paraestrototipo el otro corte de referencia dado por los autores de la definición, Columna del Collado.
3. Se considera válido el concepto y el estratotipo del Mb. Margas de Losilla, pero como unidad litoestratigráfica tiene una entidad menor, ya que puede considerarse una «unidad litoestratigráfica de intervalo» (a imitación de las unidades bioestratigráficas), pues viene a ser el conjunto de materiales que en cada corte, no pueden incluirse ni en el concepto de Calizas de Estenas, ni en el concepto de Calizas de la Bicuerca.
4. Aún a pesar de los problemas que esto plantea, debe de considerarse que si no se hubiera definido formalmente esta unidad de Margas de Losilla, y se hubiese dejado simplemente como un miembro informal de «miembro intermedio margoso», se habrían planteado aún más confusiones y problemas en las correlaciones. No obstante, se debe utilizar esta unidad siendo consciente de su problemática y de sus limitaciones.

Esto demuestra la necesidad de utilizar independientemente los conceptos y nomenclatura de Unidades Litoestratigráficas y de Unidades Cicloestratigráficas. El Mb. Margas de Losilla, y por ello la estructuración en Miembros de la Formación, cruza las unidades cicloestratigráficas (parasecuencias) y por tanto es oblicua a las isocronas. Por eso, la caracterización bioestratigráfica de los Miembros no es operativa para realizar correlaciones con valor temporal, ni tampoco para establecer una biozonación, ya que ambas cosas hay que hacerlas sobre la base de las unidades cicloestratigráficas.

Para que quede completa la definición de Fm. Calizas de Aras de Alpuente, queda por definir el miembro calcáreo más superior, el correspondiente a la tercera cornisa de la región tipo.

MIEMBRO CALIZAS DE LOSA (nueva unidad)

Para facilitar su integración en la nomenclatura estratigráfica del Cretácico de la Cordillera Ibérica, y dado además que se trata de un Miembro de una Formación ya definida, se utiliza la misma pauta de Vilas *et al.* (1982):

1. *Nombre:* Calizas de Losa; de la localidad de Losa del Obispo, donde se localiza su estratotipo, en la Provincia de Valencia, siguiendo lo establecido para los demás Miembros de la Formación.

2. *Rango:* Miembro de la Formación Calizas de Aras de Alpuente (Vilas *et al.*, 1982). Cuando este miembro está presente, siempre ocupa la parte más alta de la sucesión estratigráfica de la Formación.

3. *Antecedentes:* Equivale en parte a la Fm. Dolomías y Calizas de Alatóz (Carenas, 1987); Mb. Calizas de... (García *et al.*, 1989 a).

4. *Estratotipo:* ladera suroccidental del cerro Cima de los Huertos, en la localidad de Losa del Obispo, provincia de Valencia; hoja nº 666 Chelva del M.G.E., base 0° 52' 55"-39° 41' 55", techo 0° 52' 35"-39° 42' 10". Otras columnas de referencia son: El Collado (estratotipo de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente), la ladera occidental del Cerro del Poyo; el corte de la Ermita de Santa Catalina, en la localidad de Aras de Alpuente.

5. *Descripción:* Está constituido por calizas packstone-wackestones, en ocasiones oolíticas, biomicritas, pelmicritas y calizas margosas de colores grises; las calcarenitas están estratificadas en bancos masivos, con estratificación cruzada o ripples, y las biomicritas y pelmicritas en niveles bionodulosos, y en bancos masivos bioturbados; estos términos se asocian formando secuencias de energía creciente; contiene Rudistas, Miliólidos, Orbitolinas, Alveolinas, Lituólidos, Involutinidos y otros Foraminíferos bentónicos, además de fragmentos y secciones de Pelecípodos, Equinodermos, Briozoos y Algas; su espesor oscila entre los 5 y los 25 m.

6. *Extensión:* áreas centrales y orientales de la Cordillera Ibérica; Norte de la Provincia de Valencia, Este de la Provincia de Cuenca, Este y Sur de la Provincia de Teruel, y la Provincia de Castellón.

7. *Medio sedimentario:* marino nerítico, plataforma carbonatada; las facies más someras y proximales, intermareales y de lagoon, se localizan generalmente hacia su base; las facies más marinas y distales, barras submareales y conjuntos de Rudistas; se sitúan principalmente hacia la parte superior de las sucesiones sedimentarias.

8. *Relaciones con otras unidades:* esta unidad desaparece hacia el Sur por cambio lateral de facies al Mb. Dolomías de Alatóz (Vilas *et al.*, 1982); hacia el Este, por paso lateral al Mb. Dolomías de Villa de Vés (Vilas *et al.*, 1982); y hacia el Norte, por cambio lateral a facies calizo-dolomíticas grises, nodulosas y con expresión morfológica suave, bastante características del Maestrazgo, cuya organización litoestratigráfica está actualmente en revisión (Pérez del Campo, Tesis Doctoral en curso).

9. *Edad:* Cenomanense inferior-medio, en base a su contenido en foraminíferos bentónicos, Orbitolinas y Prealveolinas.

10. *Referencias:* Carenas (1987), García *et al.* (1989).

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento especial al Prof. Ramón Mas por su laboriosa y constructiva revisión crítica del manuscrito.

El presente trabajo ha sido realizado dentro de los Proyecto n.º 0331/87 y PB 90-0086 de la DGICYT (Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM, Madrid).

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A. y MAS, J. R. (1981): Estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior de la región meridional de la Cordillera Ibérica C.G.S. inédito.
- ARIAS, C. (1978): Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete». *Seminarios de estratigrafía. (Serie monografías)*. 3: 1-299.
- ASSENS, J.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; RIBA, O., y VILLENNA, J. (1973 a): Hoja 693, Utiel. Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, 2.ª serie. IGME.
- ASSENS, J.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; GIANNINI, G.; GARCIA, A.; HERNAN-DO, S.; RIBA, O., y VILLENNA, J. (1973 b): Hoja 720, Requena. Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, 2.ª serie. IGME.
- ASSENS, J.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; RIBA, O.; VILLENNA, J. y REGUANT, S. (1973 c): Hoja 719, Venta del Moro. Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, 2.ª serie. IGME.
- BRAVO, C., y GARCÍA, A. (1993): Los Orbitolínidos de las Calizas de Aras de Alpuente (Albense superior) en la región de Requena (Cordillera Ibérica, Valencia). *Geogaceta*, 14: 73-75.
- BRINKMAN, R. (1931): Betikum und Keltiberikum in Sudostspanien. Beitr. Geol Westj. Mediterr., 6 (Trad. esp. 1948.). *Publicación extranjera sobre Geología de España*, 4: 305-434.
- CANEROT, J. (1982): Ibérica central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, 273-344.
- CANEROT, J.; GAUTIER, F., y VIALARD, P. (1971): Un seuil eocrétacé aux confins des provinces de Valencia et de Castellón (Espagne). *Nouvel élément de paleogeographie du domaine Ibérique oriental*, C.R. Acad. Sciences Paris, 272: 3260-3263.
- CARENAS, B.; (1987): *El Cretácico medio de la región de Llíria-Ademúz (Valencia)*. Tesis Universidad Complutense de Madrid. pp. 1-868.
- CARENAS, B.; GARCÍA, A., y SEGURA, M. (1989): Tectónica sinsedimentaria durante el Albiense superior-Cenomaniense medio en la región de Villel- Llíria (provincias de Teruel y Valencia). *XII Congreso Español de Sedimentología*. Bilbao, pp 195-197.
- CHAMPETIER, Y., y MOULLADE, M. (1970): Corrélations des facies á orbitolini-dae a l'est du Río Albaida, Provinces de Valencia et d'Alicante (Espagne). Conse-

- quences stratigraphiques, paleoecologiques et paleogeographiques. *Bull. Soc. Geol. Française*, 12 (5): 765-773.
- DUPUY DE LÔME, E. y TRIGUEROS, F. (1957): Hoja n.º 767 (Carcelén), Mapa geológico de España a escala 1:50.000. IGME. Madrid.
- FOURCADE, E. (1970): *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes Bétiques et Iberiques. Sud-Est de l'Espagne*. Thèse de Doctorat d'Etat et Sciences Naturelles. Faculte des Sciences de Paris. 427 pp.
- FOURCADE, E. y GARCÍA, A. (1982): El Albense superior y el Cenomanense con foraminíferos bentónicos del sur de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca Y Valencia). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 369-389.
- GARCÍA, A. (1974): Las calizas de Toucasias (Aptense s.l.) del Cretácico inferior entre Chera y Chiva. (Valencia). *Tecniterrae*, 2: 8-13.
- GARCÍA, A. (1977): *Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la provincia de Valencia*. Seminarios de estratigrafía (serie monografías).1: 1-130.
- GARCÍA, A. (1982 a): Villa de Vés in: *El Cretácico de la parte central y oriental de la provincia de Albacete*. Influencia en la meseta, parte centro-oriental de la provincia de Albacete. Ed. Universidad Complutense. 16-26.
- GARCÍA, A. (1982 b): Bioestratigrafía de los grandes foraminíferos bentónicos en los comienzos de la transición del Cretácico medio en el borde oriental del Macizo Ibérico. Informe de Beca Fundación «Juan March». 116 pp.
- GARCÍA, A.; FOURCADE, E.; MAS, J. R.; ALONSO, A.; ARIAS, C.; VILAS, L.; AZEMA, J. y FOCAULT, A., (1979): Mid Cretaceous events. «Iberian Field Conference 77. Guide III Partie: Chaîne Ibérique et Prebétique. Troisième jour. *Cuadernos de Geología Ibérica* 5: 283-298.
- GARCÍA, A.; MAS, J. R.; ARIAS, C.; VILAS, L.; ALONSO, A., y RINCÓN, R. (1978): Evolution sédimentaire des faciès terrigènes, mixtes et carbonatés, de l'Albien supérieur Cénomaniense, dans la région de Cuenca-Almansa. *Cahiers de Micropaleontologie*, 4: 11-19.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CARENAS, B., y PÉREZ, P. (1987): Transgression, discontinuités, eustatisme et tectonique dans le Crétacé moyen du secteur central de la Chaîne Ibérique (Espagne). In: *Transgressions et régressions au Crétacé (France et régions voisines)*. *Mém. Géol. Université de Dijon*, 11: 81-89.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CALONGE, A., y CARENAS, B. (1989 a): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geológica España*, 2: 303-333.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CARENAS, B.; CALONGE, A., y PÉREZ, P. (1989 b): Correlaciones y equivalencias de las unidades litoestratigráficas del Ciclo Albiense superior Cenomaniense medio en la Cordillera Ibérica. *XII Congreso Español de Sedimentología*. Bilbao, 203-206.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; GARCÍA-HIDALGO, J.F., y CARENAS, B. (1993): Mixed siliciclastic and carbonate platform of Albian-Cenomanian age from the Iberian Basin, Spain. In: *Cretaceous Carbonate Platforms*, A. SIMO, J. SCOTT, J.P. MASSE (Eds.) A.A.P.G. Mem. 56: 255-269.

- GIMÉNEZ, R. (1987): *Estratigrafía y Sedimentología del Cretácico superior en el sector Almansa-Requena (Provincias de Albacete y Valencia)*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 224 pp.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J., y VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.S.C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C.A. ROSS, J.C. VAN WAGONER (eds.): *Sea level changes-An integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 71-108.
- MARTÍN CHIVELET, J. (1992): *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla-Yecla, Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense Madrid.
- MARTÍN CHIVELET, J.; GIMÉNEZ, R., y VILAS, L. (1988): El Cretácico superior de la Sierra de las Moratillas (Prebético externo, Murcia). *Geogaceta*, 5: 24-25.
- MAS, J. R. (1981): *El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia*. Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías). 8: 1-408.
- MAS, J. R. y GARCÍA, A. (1979): Los primeros episodios transgresivos del Cretácico inferior en el sector de Contreras. (Valencia-Cuenca). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5: 419-433.
- MELÉNDEZ, N. (1983): *El Cretácico de la región de Cañete-Rincón de Ademúz (provincias de Cuenca y valencia)*. Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías). 9: 1-242.
- MELÉNDEZ, F.; MELÉNDEZ, A.; PORTERO, J. y RAMÍREZ, J. (1985): Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of upper Cretaceous evaporitic carbonate platform in the central part of the Sierra Ibérica. *6th European Regional Meeting. Excursion GuideBook*, (MILÁ, M.D. y ROSSELL, J. eds.) Excursion n.º 5, 189-213.
- MELÉNDEZ, F.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; MAS, J. R.; GARCÍA, A. y RINCÓN, R. (1979): Chaîne Ibérique et Prebétique. Deuxieme jour. Guía de excursiones. Cretácico de la Península Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5: 259-281.
- MELÉNDEZ, F.; VILLENA, J.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J. M.; OLIVE, A.; ASSENS, J., y SÁNCHEZ, P. (1974): Síntesis del Cretácico de la Zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Primer simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Reunión de campo sobre el Cretácico de la Serranía de Cuenca*. pp. 241-252.
- PÉREZ DEL CAMPO, P.; CARENAS, B.; SEGURA, M., y GARCÍA, A. (1986): Directrices estructurales en la sedimentación del Cretácico medio en la zona central de la Cordillera Ibérica. *Acta Geológica Hisp.*, 21-22: 381-388.
- PÉREZ DEL CAMPO, P. y ZABALA, L. (1982): Los primeros episodios de sedimentación Cretácica en el extremo suroriental del Sistema Ibérico. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 411-429.
- RÍOS, J. M. (1958): Relación de los principales sondeos para investigación de petróleos llevados a cabo en España desde 1939. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 50 (1): 47-73. 1 fig.

- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S., y HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of the sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.S.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS and J.C. VAN WAGONER (Eds.) Sea level changes: An integrated approach. *S.E.P.M. Special Publication*, 42: 39-45.
- VIALLARD, P. (1966): Sur le Crétacé de la Chaîne Ibérique Castellane entre le Turia et la haute vallée du Jucar (Valencia y Cuenca). *C.R. Acad. Scienc. Paris* 262: 1997-2000.
- VIALLARD, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sud-occidentale*. Tesis. Travaux du lab. de Geol. Méditerranéenne. Université Paul Sabatier, Toulouse. pp. 445.
- VIALLARD, P. (1976): La compresión majeure dans la Chaîne Ibérique méridionale (ouest de Valencia, Espagne) est anté-Vindobonienne. *C.R. somm Soc. Géol. Fr.* Fasc. 2: 42-44.
- VILAS, L.; MAS, J. R.; GARCÍA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N., y RINCÓN, R. (1982): Ibérica suroccidental. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, 457-514.

Recibido: 12 de Noviembre de 1991.

Aceptado: 21 de Marzo de 1994.