

DIVISIÓN ESTRATIGRÁFICA GENÉTICA DEL GRUPO CAMPÓO (MALM-CRETÁCICO INFERIOR, SW CUENCA VASCOCANTÁBRICA)

J.M^a Hernández¹, V. Pujalte¹, S. Robles¹ y C. Martín-Closas²

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Apartado Correos 644, 48080 Bilbao

² Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona

Resumen: El Grupo Campóo es la más antigua de las unidades tectonoestratigráficas que componen la sucesión *syn-rift* del Jurásico superior-Cretácico inferior en el margen SW de la Cuenca Vascocantábrica. Está integrado por depósitos lacustres, aluviales y fluviales lateralmente correlativos, que constituyen el relleno de una fosa tectónica asimétrica y compleja. La variabilidad estratigráfica del Grupo Campóo en su área-tipo (comarca de Campóo, en la zona limítrofe entre Palencia, Burgos y Cantabria) es mayor de lo que se había creído hasta ahora. La cartografía detallada de los afloramientos, el levantamiento y correlación de 43 perfiles estratigráficos y el análisis bioestratigráfico de las floras de carofitas contenidas en la sucesión han revelado, en efecto, que el Grupo Campóo está allí constituido por dos unidades genéticas, limitadas por discontinuidades, a las que se asigna rango de formación: la unidad inferior (Formación Aguilar, Berriasiense inferior) está caracterizada por extensos y potentes carbonatos de origen lacustre-palustre, que aparecen rodeados y recubiertos por depósitos fluvio-aluviales; la superior (Formación Frontada, Berriasiense superior) está dominada por sedimentos fluvio-aluviales, aunque contiene localmente significativas acumulaciones de carbonatos lacustres e intercalaciones salobres. Aunque la Formación Aguilar fue definida formalmente con anterioridad, en este trabajo se clarifican aspectos cruciales de su estratigrafía. La Formación Frontada se define por primera vez en este trabajo. Ambas formaciones son subdivididas a su vez en varios miembros, al objeto de que el nuevo esquema estratigráfico recoja adecuadamente la variabilidad litológica del Grupo Campóo.

Palabras clave: clasificación estratigráfica, sistemas aluvio-lacustres, cuenca rift, carofitas, Jurásico superior-Cretácico inferior.

Abstract: The Campóo Group is the oldest of several tectonostratigraphic units that made up the Upper Jurassic-Lower Cretaceous *syn-rift* succession in the SW margin of the Basque-Cantabrian Basin. It is composed of lacustrine, alluvial and fluvial sediments, that are laterally correlative and constitute the infilling of an asymmetric and complex semigraben. The stratigraphic variability of the Campóo Group in its type-area (Campóo region, limit of the Palencia, Burgos and Cantabria provinces) is greater than previously recognized. The detailed mapping of available outcrops, the logging and correlation of 43 stratigraphic profiles and the biostratigraphic analysis of the fossil charophyte flora of the succession reveal that the Campóo Group is composed of two unconformity-bounded genetic units, to which a formation rank is assigned: the lower unit (Aguilar Formation, Lower Berriasian) is typified by thick and extensive lacustrine-palustrine limestones, which are girded and overlain by alluvial/fluvial clastic sediments; the upper unit (Frontada Formation, Upper Berriasian) is dominated by alluvial/fluvial clastics, but may locally contain significant accumulations of lacustrine/palustrine limestones and intercalations of brackish-water deposits. The Aguilar Formation had previously been defined, but crucial aspects of its stratigraphy are now clarified. The Frontada Formation is defined in this paper for the first time. Both formations are in turn subdivided into several formal members, so that the lithological variability of the Campóo Group is adequately accounted for in the new stratigraphic division.

Key-words: stratigraphic classification, alluvio-lacustrine systems, rift basin, charophytes, Upper Jurassic-Lower Cretaceous.

Hernández, J.M^a, Pujalte, V., Robles, S. y Martín-Closas, C. (1999): División estratigráfica genética del Grupo Campóo (Malm-Cretácico inferior, SW Cuenca Vascocantábrica). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 377-396

El Jurásico superior (Malm) y Cretácico inferior están representados en el SW de Cantabria, N de Burgos y N de Palencia por potentes sucesiones sedimentarias (unos 2.600 m de potencia acumulada), de naturaleza predomi-

nantemente continental. El interés de dichas sucesiones es doble: por una parte, encierran importantes claves para comprender la evolución de la Cuenca Vascocantábrica durante la etapa *rift* de la que son contemporáneas; y por

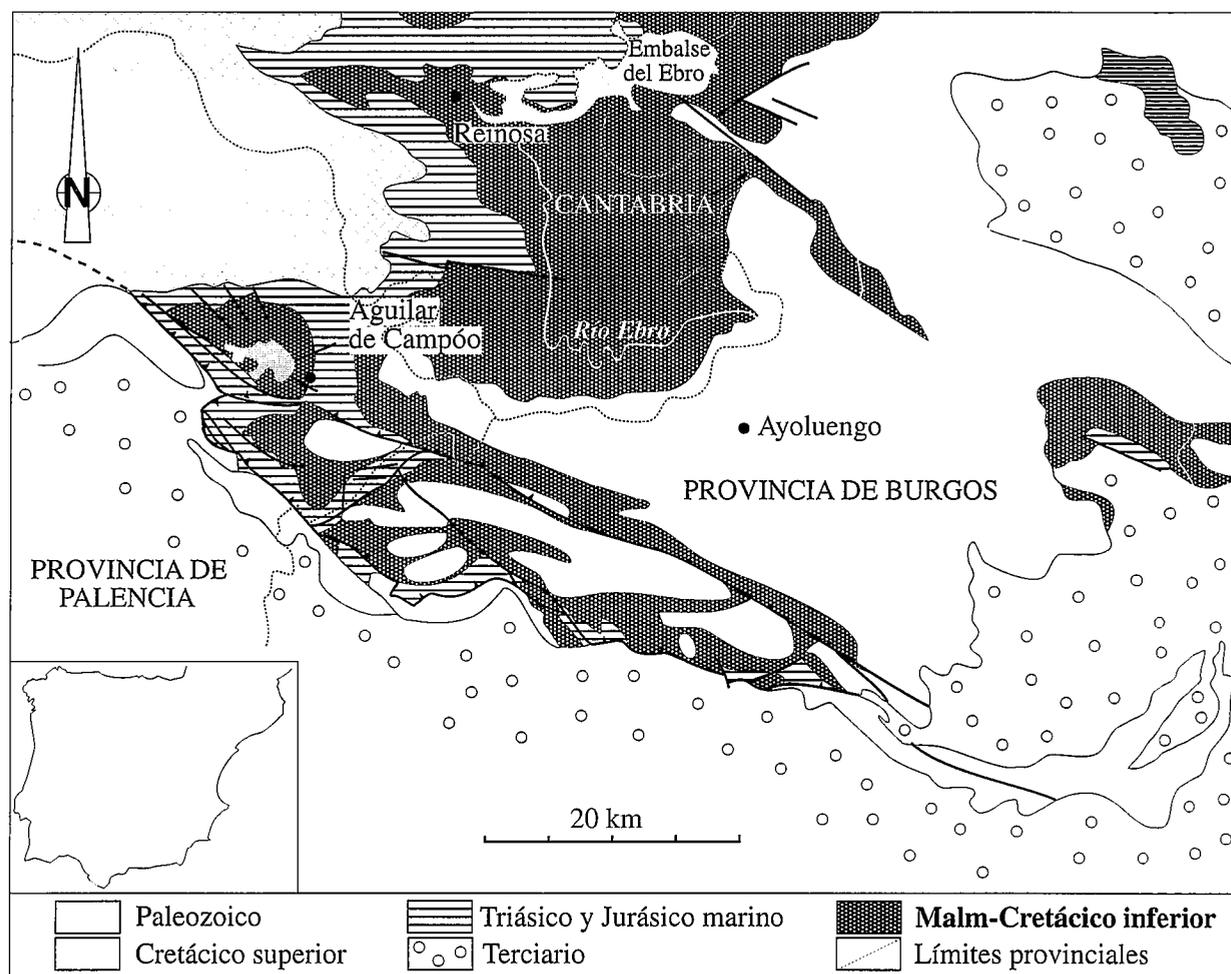


Figura 1.- Mapa geológico simplificado del área de estudio.

otra, contienen las rocas almacén del campo petrolífero de Ayoluengo, y son aún objeto de prospección de hidrocarburos. Sus afloramientos más extensos se encuentran situados en los alrededores de Aguilar de Campoo y en la cabecera del río Ebro (Fig. 1).

Los primeros estudios significativos sobre el Jurásico superior y el Cretácico inferior de esta importante área se deben a Ciry (1940). Posteriormente se han realizado numerosas investigaciones, entre las que deben destacarse las llevadas a cabo por Rat (1962), Ramírez del Pozo (1969, 1971), Brenner (1976), Salomon (1982), Schudack (1987), Sbeta (1985), Soler y José (1972), León (1986), Pujalte (1977, 1979, 1982, 1989), García de Cortázar y Pujalte (1982), Hernaiz (1994), Serrano *et al.* (1994), Pujalte *et al.* (1996) y Espina (1997). Sin embargo, los esquemas estratigráficos que aparecen en dichos trabajos presentan notables diferencias entre sí, prueba evidente de la dificultad que supone el establecimiento de una Estratigrafía inequívoca para la sucesión. Tal dificultad es resultado de la concurrencia de los siguientes factores: i) la gran variabilidad de facies, con numerosos y frecuentes cambios laterales; ii) la escasez de fósiles con valor bioestratigráfico, ausentes de hecho en los intervalos aluviales y fluviales; iii) la inexistencia de niveles guía a es-

cala de cuenca; y iv) la importante dislocación de la disposición original de los estratos, causada por la inversión de las estructuras tectónicas *syn-rift* durante la Orogenia Alpina.

El propósito de este trabajo es proponer una nueva clasificación estratigráfica para los depósitos del Grupo Campoo, que son los más antiguos de la sucesión *syn-rift* del Jurásico superior y Cretácico inferior. Dicha clasificación está basada en gran cantidad de datos (ver abajo) y creemos que refleja de una manera más realista que las anteriores la ordenación objetiva de los materiales de la citada sucesión. Cabe esperar por ello que la presente clasificación constituirá una base firme para la reconstrucción de la evolución de esta etapa de la cuenca y para la prospección de sus recursos naturales.

Esquemas estratigráficos previos de la sucesión *syn-rift*

Con el fin de contextualizar adecuadamente la redefinición de la Estratigrafía del Grupo Campoo propuesta más adelante, se hace necesario comentar brevemente algunos de los esquemas de división utilizados previamente para describir la sucesión del Jurásico superior y Cretácico inferior del área de estudio.

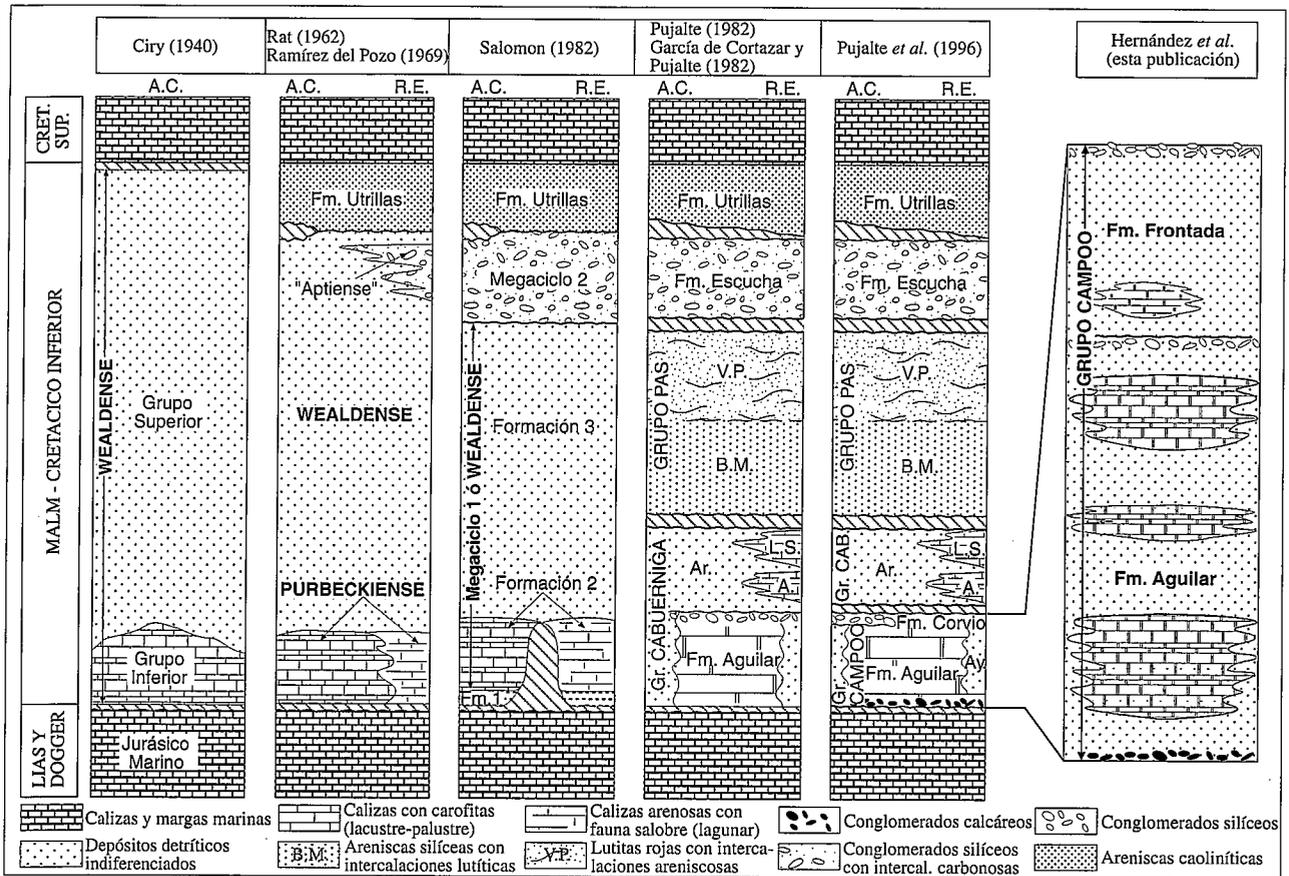


Figura 2.- Comparación entre distintos esquemas estratigráficos utilizados para describir la sucesión del Jurásico superior-Cretácico inferior del área de estudio (explicación en el texto). Gr. CAB. = Grupo Cabuerniga; Ar. = Formación Arcera; A. = Formación Aroco; L.S. = Formación Loma Somera; B.M. = Formación Bárcena Mayor; V.P. = Formación Vega de Pas; Ay. = Formación Arroyal; A.C. = Aguilar de Campoo; R.E. = Río Ebro.

Como ya se ha adelantado, la primera aportación estratigráfica importante fue realizada por Ciry (1940), y se centraba principalmente en el área de Aguilar de Campoo. Este autor denominó Wealdense al conjunto de la sucesión continental intercalada entre el Jurásico marino y el Cretácico superior. Dentro de dicha sucesión distinguió dos grupos, el inferior de naturaleza arcilloso-carbonatada ("argiles rutilantes et calcaires lacustres") y el superior que abarcaba la totalidad de las sucesiones predominantemente terrígenas ("dépôts gréseux") situadas entre los carbonatos del Grupo inferior y los del Cretácico superior (Fig. 2).

En la década de los 60, Rat (1962) y Ramírez del Pozo (1969) publicaron sendos trabajos con enfoque biostratigráfico, en los que proporcionaban los primeros datos concretos sobre ostrácodos y carofitas de la zona de Aguilar de Campoo (perfil de Camesa) y de la cabecera del río Ebro (perfil de Reocín-Bárcena de Ebro). A partir de dicha información, ambos autores consideraron que las calizas lacustres del área de Aguilar de Campoo eran de la misma edad que los carbonatos lagunares de la zona del río Ebro, proponiendo entre ambos perfiles un cambio lateral de facies. Además, introdujeron las denominaciones de (facies) Purbeckiense y Wealdense, individualizaron la Forma-

ción Utrillas respecto al Grupo superior de Ciry (1940), y reconocieron la existencia local de sedimentos aptienses que, aproximadamente, corresponderían a la Formación Escucha de autores posteriores.

Los esquemas de Rat (1962) y Ramírez del Pozo (1969) tuvieron una fuerte influencia en los trabajos de autores posteriores. Así, por ejemplo, Soler y José (1972) distinguió también dos unidades principales para el intervalo Oxfordiense-Barremiense. Concretamente, definió a la inferior como "Purbeckiense con tendencia al sentido jurásico del término", y a la superior como "serie detrítica de areniscas y arcillas rojas, conocidas como Wealdense". La subdivisión bipartita en facies Purbeckienses y Wealdenses se ha utilizado asimismo en las Hojas de la serie MAGNA de la región.

Salomon (1982) propuso una subdivisión de los materiales "comprendidos entre el fin de la regresión marina del Jurásico superior y las primeras transgresiones del Cretácico superior" en tres grandes ciclos sedimentarios o megaciclos. El Megaciclo 1 ó Wealdense, comprendía el Purbeckiense y Wealdense de Rat (1962), Ramírez del Pozo (1969) y Soler y José (1972), en tanto que los Megaciclos 2 y 3 correspondían respectivamente al "complejo urgoniano del N de Cantabria junto con las formaciones fluviales que le son más o menos

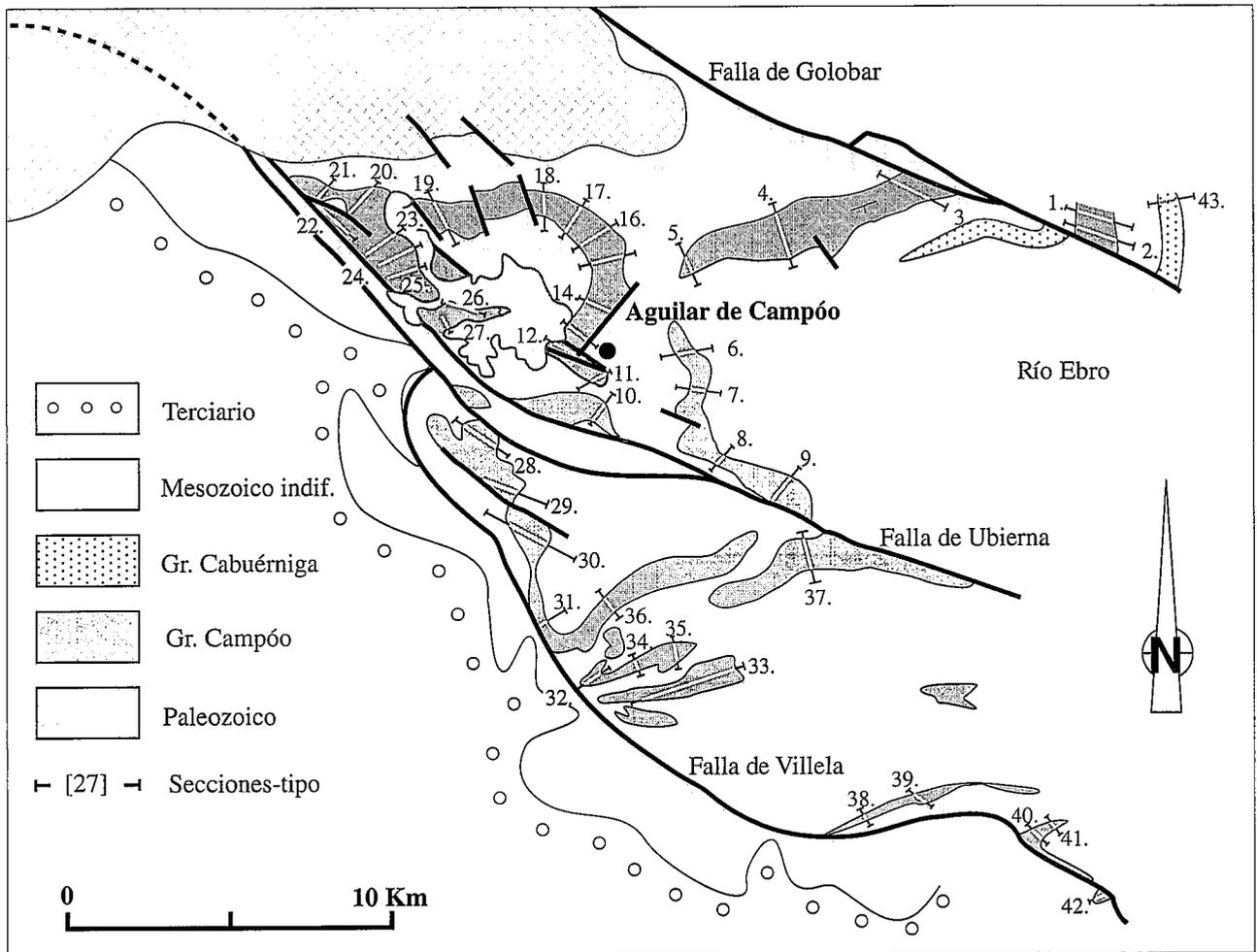


Figura 3.- Mapa de afloramientos del Grupo Campó en el área de estudio, con indicación de la posición de los 43 perfiles estratigráficos estudiados.

contemporáneas" y a la Formación Utrillas. Dentro del Megaciclo 1 distinguió tres formaciones: Formación 1, sedimentos de origen aluvial y llanura fluvial; Formación 2, sedimentos lacustres en el área de Aguilar de Campó y lagunares en la zona de Bárcena (cabecera del río Ebro), que consideraba contemporáneos aunque separados por un alto paleogeográfico; y Formación 3, sedimentos de naturaleza siliciclástica y origen fluvial (Fig. 2).

Las clasificaciones arriba citadas admitían, de forma más o menos explícita, que las distintas litologías de la sucesión tenían significado geocronológico. Sin embargo, Pujalte (1977, 1981), en estudios centrados al N del embalse del Ebro, concluyó que tanto las facies calcáreas fosilíferas (Purbeckiense) como las facies areniscosas sin fósiles (Wealdense) eran fuertemente diacrónicas. Consecuentemente, este autor propuso el abandono de las divisiones y terminologías clásicas en favor de una clasificación estratigráfica de carácter formal, basada en la existencia de una importante ruptura estratigráfica ("discordancia de los Llares"). Para los sedimentos situados entre el Jurásico marino y la citada discordancia propuso la denominación de Grupo

Cabuérniga, y para los comprendidos entre la discordancia de los Llares y los sedimentos marinos aptienses la de Grupo Pas.

García de Cortázar y Pujalte (1982), y Pujalte (1982) trasladaron dicha clasificación formal al área de Aguilar de Campó y cabecera del río Ebro. En este sector, la estratigrafía del Grupo Pas era esencialmente la misma que al N del embalse del Ebro, si bien la delimitación de su techo era más complicada al faltar los sedimentos marinos aptienses. Sin embargo, el Grupo Cabuérniga del sector de Campó y cabecera del Ebro era más potente y presentaba una estratigrafía algo más compleja, incluyendo algunas unidades diferentes. Además, y como dato destacado, demostraron mediante datos de campo que la posición estratigráfica de los carbonatos de agua dulce del sector de Aguilar de Campó era más baja que los carbonatos de ambientes salobres y marino restringido del sector de río Ebro (*i.e.*, Fms. Aroco y Loma Somera, Fig. 2).

Estudios posteriores en esta misma zona pusieron de manifiesto la presencia en el interior del Grupo Cabuérniga de una nueva ruptura estratigráfica, que separaba dos conjuntos de materiales de características

sedimentarias y pautas de subsidencia muy diferentes. Sobre esta base, Pujalte *et al.* (1996) definieron como Grupo Campóo al conjunto de materiales no marinos infrayacentes a dicha ruptura, restringiendo el término Grupo Cabuérniga para los suprayacentes a la misma (Fig. 2).

El presente trabajo se ha centrado en el análisis estratigráfico del Grupo Campóo en el área de Aguilar de Campóo, donde la unidad alcanza su máximo desarrollo. Los resultados obtenidos demuestran que su estratigrafía de detalle es más complicada que la descrita por Pujalte *et al.* (1996), por lo que los datos que a continuación discutimos corrigen y complementan los avanzados en el citado trabajo.

Metodología

La variabilidad estratigráfica del Grupo Campóo aludida en el punto anterior ha sido puesta de manifiesto a través de detallados estudios de campo. Dichos estudios pueden agruparse en los tres siguientes apartados:

Litoestratigrafía

Se han levantado 43 perfiles estratigráficos completos de la sucesión a escala 1:125 y 1:250 cuya localización se muestra en la figura 3. Además, de los intervalos más interesantes desde el punto de vista sedimentológico se han realizado 20 perfiles de detalle a escala 1:50. En total se han examinado unos 13.500 m de sucesión. Se ha prestado una especial atención a la localización de rupturas sedimentarias, como potenciales indicadores de límites de unidades.

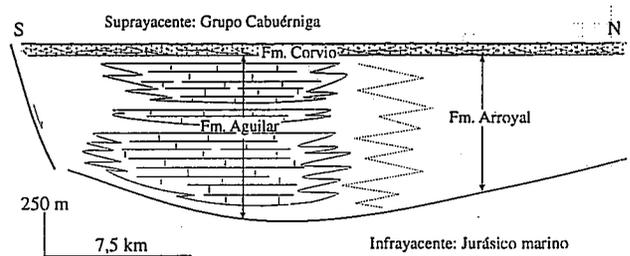
Cartografía

Se ha realizado a partir de fotografías aéreas, en general de escala 1:33.000, pero localmente a partir de ampliaciones a escala 1:6.000. Ha constituido la principal herramienta para la correlación de perfiles estratigráficos y la delimitación de cambios de facies, sobre todo en las zonas en las que los rápidos acunamientos laterales y verticales de las unidades impedian una correlación a mayores distancias. Los trabajos cartográficos han aportado igualmente una valiosa información para analizar el juego sinsedimentario de estructuras tectónicas.

Bioestratigrafía

Se han muestreado sistemáticamente los niveles lutíticos y margosos de las secciones más representativas (perfiles de cantera de Camesa y Dacabra, indicados con los números [6] y [23] respectivamente en la figura 3). En el laboratorio, tras un tratamiento previo con peróxido de hidrógeno (H₂O₂) al 30 % p./v., las muestras se lavaron y levigaron haciéndolas pasar por tres tamices con luz de malla de 1 m/m, 0,5 m/m y 0,2 m/m, recogiendo el residuo sólido de los dos últimos para la separación de ostrácodos y carofitas con ayuda de la lupa binocular. En total se han levigado y triado

a) Definición original (Pujalte *et al.* 1996)



b) Nueva propuesta (este trabajo)

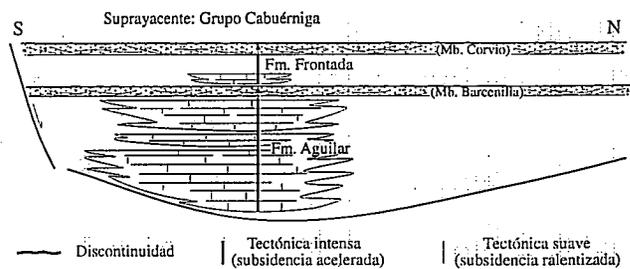


Figura 4.- Comparación entre las arquitecturas estratigráficas reconstruidas en la definición original del Grupo Campóo y en este estudio (explicación en el texto).

un total de 76 muestras. En el presente trabajo se dan a conocer los resultados del análisis de las floras de carofitas. El estudio de los ostrácodos se encuentra en fase de realización, aunque un primer avance del mismo puede encontrarse en Caballero *et al.* (1998).

Litoestratigrafía del Grupo Campóo: base de la actual propuesta

En su definición original, el Grupo Campóo se consideraba constituido por cinco formaciones, todas ellas de carácter continental (Pujalte *et al.*, 1996). La modificación que se propone en este trabajo afecta a tres de estas unidades, concretamente a las Formaciones Arroyal, Aguilar y Corvio, cuyos afloramientos se localizan en la comarca de Campóo y la cabecera del río Ebro (Figs. 1 y 3). Las otras dos formaciones del Grupo Campóo (Saja y Cires), desarrolladas al N del embalse del Ebro, mantienen su validez, por lo que no nos referiremos a ellas en lo sucesivo.

La figura 4 ilustra de forma resumida las principales diferencias entre la propuesta de Pujalte *et al.* (1996) y la actual, y el nuevo esquema estratigráfico se muestra completo en la figura 5. Las novedades introducidas en este trabajo son las siguientes: i) redefinición de la Formación Aguilar, que es la unidad volumétricamente más importante del Grupo Campóo, así como la más característica; ii) definición formal de la Formación Frontada (nueva creación); iii) anulación de la Formación Arroyal, cuyos materiales quedan encuadrados en dos miembros (Hormiguera y Canduela, Fig. 5); iv) cambio de rango de la Formación Corvio, considerada ahora como miembro; y v) creación de 10 nuevos miem-

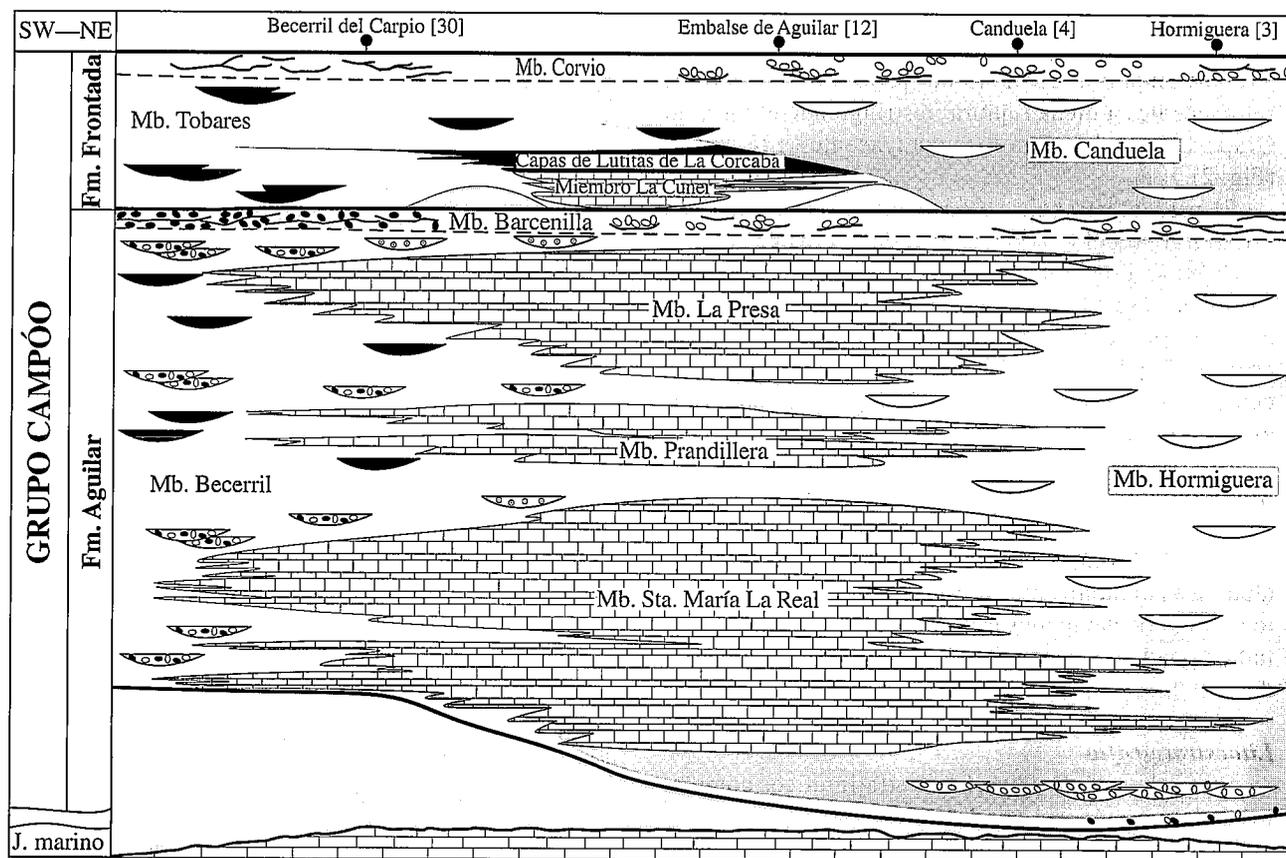


Figura 5.- Esquema litoestratigráfico del Grupo Campó en su área-tipo propuesto en este estudio, mostrando su subdivisión formal en formaciones y miembros. La unidad muestra frecuentes variaciones de espesor, alcanzando un máximo de 1.020 m en el perfil de canduela [4].

bros en las Formaciones Aguilar y Frontada (Fig. 5).

El descubrimiento individual más importante subyacente a la nueva propuesta surgió de la cartografía detallada de los materiales que en esquemas anteriores quedaban englobados en las denominaciones Capa o Formación Corvio (Figs. 2 y 4). Se trata de un conjunto de areniscas y conglomerados silíceos con estratificaciones cruzadas, carente de fósiles, que recubre gradualmente en la vertical a depósitos aluvio-lacustres. Hasta 1996 se creía que todos estos depósitos pertenecían a la misma unidad estratigráfica (*i.e.*, Formación Corvio). Sin embargo, las nuevas investigaciones han demostrado de modo fehaciente la existencia de dos unidades estratigráficas diferentes, a saber, los Miembros Barcenilla y Corvio de la nueva propuesta (Figs. 4 y 5). Las características litológicas y sedimentológicas de ambos miembros son casi idénticas, al igual que su modo de aparición. Estas circunstancias, unidas a la complicación tectónica de la zona, han determinado que la separación espacial y temporal de los Miembros Barcenilla y Corvio hubiese pasado hasta ahora desapercibida.

En la división que aquí presentamos, el Grupo Campó se considera integrado en su área-tipo por dos unidades mayores, las Formaciones Aguilar y Frontada (Figs. 3, 4 y 5). Los límites inferior y superior de dichas formaciones son discontinuidades estratigráficas,

dato que sugiere un carácter genético para ambas. Tal posibilidad se ve reforzada por el hecho de que las dos unidades presentan una ordenación interna semejante, verosíblemente reflejo de una actividad tectónica pulsante (Fig. 4). En efecto, la parte inferior de ambas formaciones está integrada por materiales aluvio-lacustres, es comparativamente potente y presenta rápidos cambios laterales de espesor y facies, rasgos indicativos de una fuerte actividad tectónica (ver abajo); en contraste, la parte superior (*i.e.*, Miembros Barcenilla y Corvio) son litosomas casi tabulares, de poco espesor (hasta 15 m), verosíblemente acumulados durante fases de ralentización de la subsidencia (Figs. 4 y 5). En otras palabras, las dos formaciones constituyentes del Grupo Campó en su área-tipo son muy probablemente reflejo de sendas secuencias tectonoestratigráficas en la evolución de la cuenca.

Finalmente, con objeto de recoger adecuadamente la gran variabilidad de facies existente en el Grupo Campó, en el nuevo esquema estratigráfico las Formaciones Aguilar y Frontada son subdivididas en diversos miembros. Dicho esquema se muestra en la figura 5 y se describe en los siguientes apartados.

Redefinición de la Formación Aguilar

La primera definición formal de la Formación Aguilar fue realizada por Pujalte (1979), pero la unidad

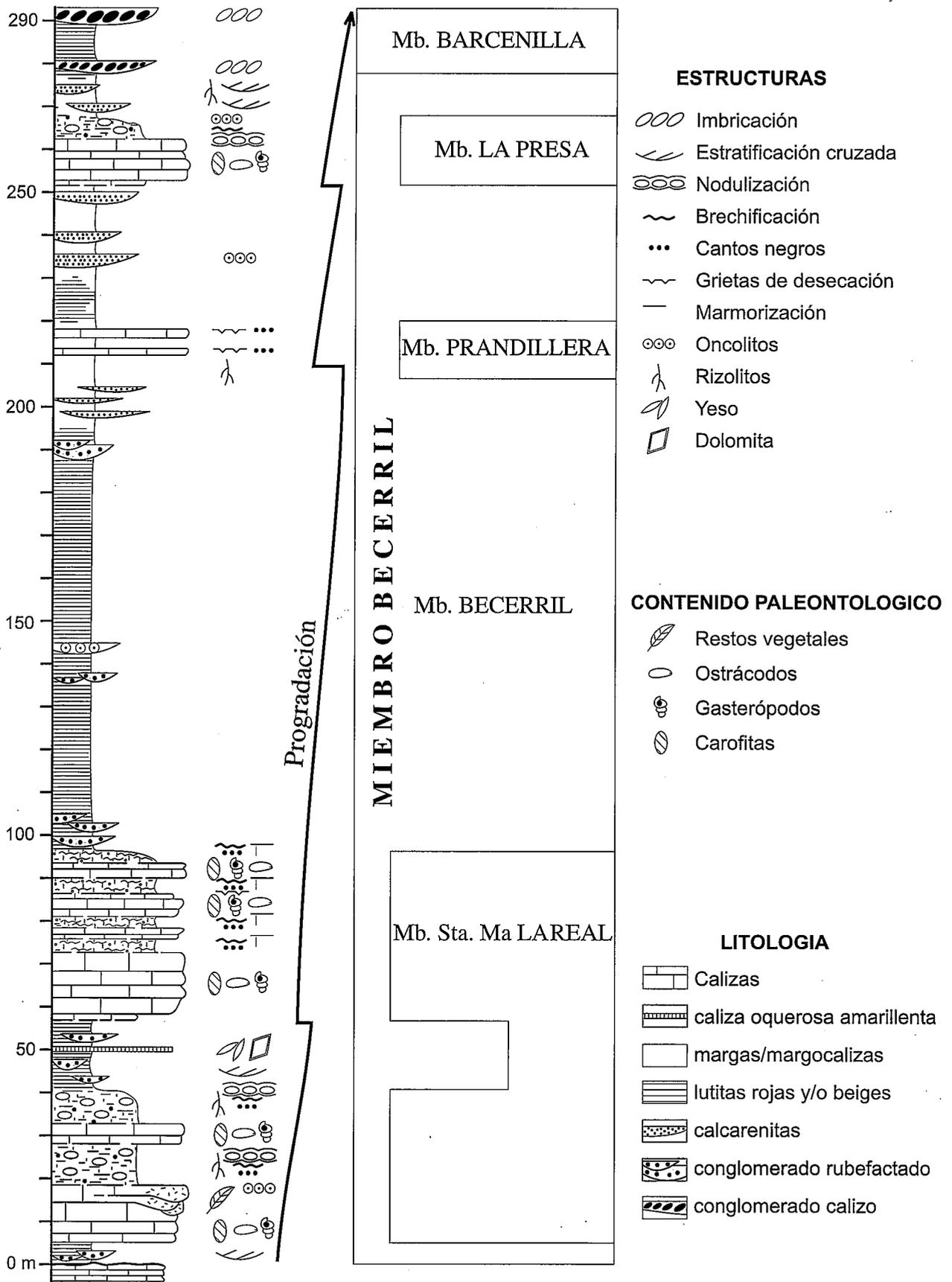


Figura 6.- Columna estratigráfica sintética de la Formación Aguilar en el perfil de Becerril del Carpio ([30] en figura 3).

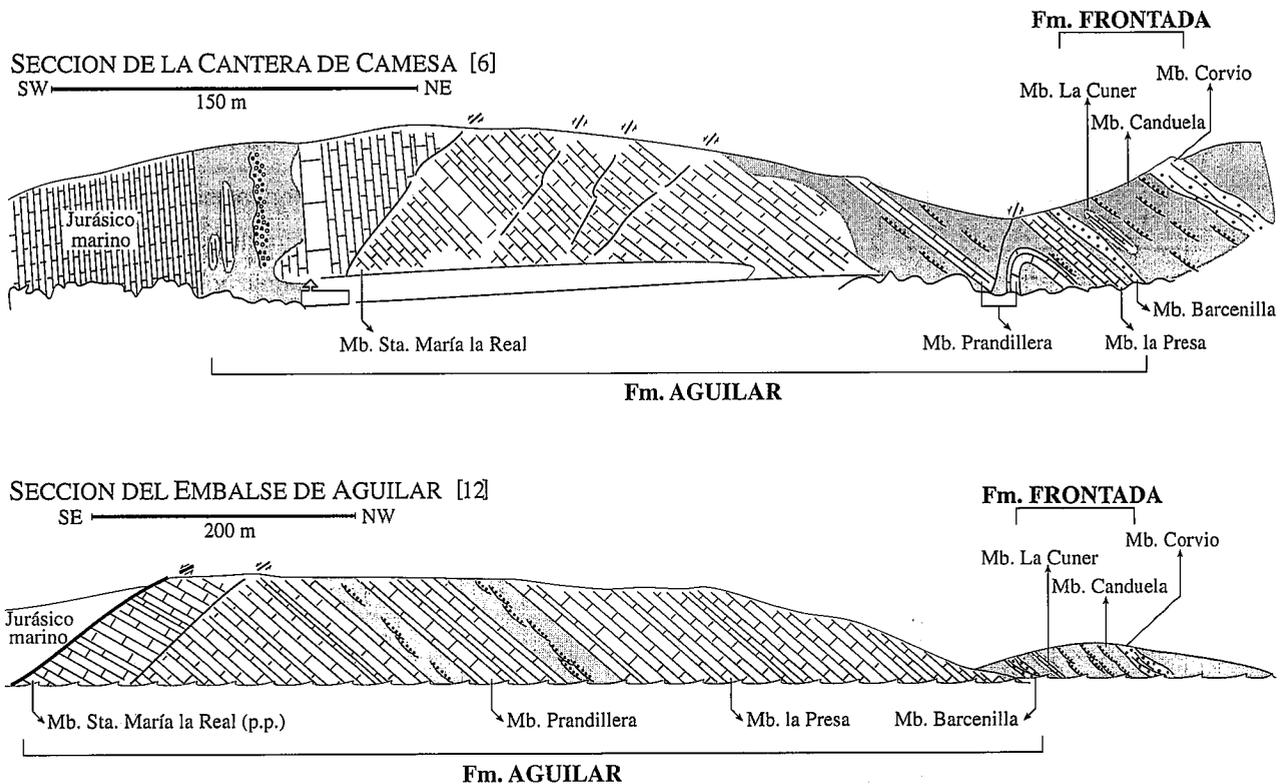


Figura 7.- Esquemas de campo de dos perfiles estratigráficos del Grupo Campó situados en el depocentro de la cuenca, donde los miembros carbonatados de la unidad alcanzan su máximo desarrollo.

como tal era conocida desde mucho antes, ya que se correspondía aproximadamente con el Grupo inferior de Ciry (1940) y, parcialmente, con las facies purbeckienses de Rat (1962) y Ramírez del Pozo (1969) (Fig. 2). La litofacies más distintiva de la Formación Aguilar es la integrada por calizas lacustre/palustres, razón por la que varios autores se han referido a la unidad como "Calizas de Aguilar" (*i.e.*, León, 1986; Serrano *et al.*, 1994). Sin embargo, la extensión lateral de dichas calizas y, sobre todo, sus relaciones con los sedimentos correlativos, eran mal conocidas hasta ahora, probablemente porque el estudio de la unidad se había realizado casi siempre a partir de un pequeño número de perfiles estratigráficos, y/o sondeos.

Una importante conclusión de nuestras investigaciones ha sido la constatación de que los carbonatos de la Formación Aguilar se agrupan en tres litosomas discretos, que aparecen enteramente englobados entre facies terrígenas de ambiente fluvio-aluvial (Fig. 5). La presencia de los tres cuerpos carbonatados es reconocible prácticamente en toda la Cuenca de Aguilar, si bien, dependiendo de la posición relativa de los perfiles concretos la proporción entre calizas y terrígenos varía fuertemente. Así, en posiciones marginales de la cuenca, como Becerril del Carpio (perfil [30], Fig. 3), el volumen de sedimentos detríticos es muy superior al de carbonatos (Figs. 5 y 6) mientras que las calizas constituyen alrededor del 90% de la unidad en perfiles situados cerca del depocentro de la cuenca (Figs. 5 y 7). Nótese, sin

embargo, que los tres litosomas carbonatados aparecen claramente diferenciados incluso en posiciones centrales (Figs. 5, 6 y 7). Sin duda, dichos litosomas representan ciclos de expansión, retracción y colmatación de un humedal o un lago muy somero.

La subdivisión de la Formación Aguilar que aquí se propone está basada en la arquitectura de sus litofacies constituyentes, reflejo a su vez de su historia deposicional. Cada uno de los litosomas carbonatados es ahora considerado un miembro formal de la unidad (respectivamente, Miembros Sta. María la Real, Prandillera y La Presa). Se integran asimismo en sendos miembros los depósitos clásticos de los dos sistemas aluviales y fluvio-aluviales que franjean a los anteriores (Miembro Becerril en la zona S y Miembro Hormiguera en el sector NE), cuyas características son diferentes entre sí (ver abajo). Por último, y como ya se ha avanzado, se integran en el Miembro Barcenilla los conglomerados y areniscas que recubren a los anteriores miembros. A continuación se describen sucintamente las rasgos litológicos y sedimentológicos de cada uno de los citados miembros, en tanto la situación de los principales perfiles de referencia se indica en la figura 3.

Miembro Santa María la Real

Es el más antiguo de los tres litosomas de calizas lacustre-palustres de la Formación Aguilar, y también el de mayor desarrollo vertical y extensión areal (Fig. 5). Su denominación procede del Monasterio de Santa María la Real, monumento histórico situado a la salida

de Aguilar de Campóo en dirección a Cervera de Pisuerga, frente al cual se localiza su sección-tipo. Otros perfiles de referencia importantes son los de Camesa ([6] y [7], Fig. 3 y Fig. 7), el del embalse de Aguilar ([12], Fig. 7) y el de Becerril del Carpio ([30], Fig. 6). La unidad alcanza un espesor máximo de 250 m, precisamente en su sección-tipo.

El Miembro Santa María la Real está constituido por secuencias de orden métrico asociables a la repetida oscilación de la lámina de agua del lago o pantano. En orden estratigráfico ascendente, una secuencia unitaria (Fig. 8a) presenta las siguientes facies: i) intervalo margoso basal oscuro y muy rico en materia orgánica que suele presentar pasadas de cantos negros (*black pebbles* en el sentido de Strasser 1984); ii) tramo de margocalizas nodulosas; y iii) calizas micríticas con carofitas y ostrácodos que muestran una importante concentración de estructuras pseudomicrokarst (Freytet y Plaziat, 1982; Hernández *et al.*, 1997), en especial en el techo de la secuencia. La generación de la estructura pseudomicrokarst implica un fuerte descenso de la lámina de agua (incluso desecación), de forma que se favorece la instauración de comunidades vegetales que horadan el fango micrítico semiconsolidado. El tramo basal margoso con cantos negros imbricados se originaría durante una rápida entrada de aguas, posiblemente relacionado con procesos tormentosos, lo que produciría una brusca inundación del sustrato que progresivamente daría paso a la sedimentación carbonatada bióinducida tras la decantación del sedimento en disolución.

En los afloramientos más próximos a los márgenes de la cuenca, estas secuencias dan paso lateralmente a calizas con un alto grado de pedogénesis (Fig. 8b). Son calizas en general enrojadas que presentan intensa fisuración planar, irregular y/o circumgranular, formación de glaébulas, nódulos y concreciones, calcretización, etc..., todo lo cual indica un avanzado proceso de pedogénesis palustre por alternancia de condiciones húmedas y secas, y largos periodos de exposición del sustrato.

En general, este miembro se interpreta como un episodio lacustre-palustre estable en su conjunto, pero cuya lámina de agua experimentó frecuentes fluctuaciones de pequeña magnitud. Los descensos en el nivel del agua quedan reflejados en las zonas centrales del área inundada por instauraciones de comunidades vegetales, que colonizan los depósitos lacustres previos en los momentos de exposición. Los efectos son mucho más notorios en las zonas marginales del sistema, donde las exposiciones subaéreas serían más prolongadas debido a la menor profundidad. Por ahora, la causa de las oscilaciones del nivel lacustre es incierta, si bien, la regularidad de las secuencias sugiere una relación con ciclicidades climáticas.

Miembro Prandillera

Es el más delgado de los tres litosomas calizos de la Formación Aguilar (máximo 45 m), y también el de menor extensión areal. Su sección-tipo se sitúa en el

paraje de Prandillera, aproximadamente al E del punto kilométrico 21 de la carretera Aguilar de Campóo-Cervera de Pisuerga. Otros perfiles de interés son los de Canduela [4], Camesa [6 y 7] y embalse de Aguilar [12] (Fig. 7), y Becerril del Carpio ([30] y Fig 6).

Está constituido por secuencias de instauración-desecación lacustre de espesor variable entre 1 y 3 m. Estas secuencias constan de una parte inferior de margas o lutitas calcáreas grises; una parte intermedia de similar litología, pero con estructuras carbonatadas nodulosas asociadas a la acción de raíces ("concreciones rizogénicas" de Hernández *et al.*, 1997); y una parte superior de calizas micríticas con abundantes restos de carofitas, ostrácodos y gasterópodos. Las secuencias culminan con una brecha muy angulosa, con intraclastos de gran tamaño, pequeños cantos negros muy redondeados, fragmentos óseos re trabajados, y morfología del techo irregular (Fig. 8c). El origen de tales secuencias se asocia a la progresiva humectación y saturación en agua del sustrato, que en una primera fase permite la colonización vegetal y progresivamente el desarrollo de un sistema lacustre-palustre estable. Sin embargo, a diferencia del Miembro Sta. María la Real, las secuencias de este miembro implican la exposición subaérea de prácticamente la totalidad del área lacustre-palustre. El retrabajamiento del sustrato y la inclusión de cantos exóticos podría ser originado por procesos tormentosos que darían inicio a una nueva secuencia de humectación.

Los tramos calizos de las secuencias reconocidas en los márgenes suelen estar intercalados entre material terrígeno fino (Fig. 6), presentan un menor desarrollo aunque también incluyen intraclastos angulosos e importante desarrollo de grietas de desecación sobreimpuestas a la brechificación (Fig. 8d). El origen de estas secuencias cabe también asociarlo a ciclicidad climática y eventuales fenómenos tormentosos, cuyos efectos se verían amplificadas por la menor extensión y profundidad de los sistemas lacustre-palustres.

Miembro La Presa

Su perfil de referencia más accesible se encuentra en la pequeña cantera inactiva situada frente al extremo norte de la presa del embalse de Aguilar, lo que ha inspirado su denominación. Otros perfiles de interés son los del embalse de Aguilar [12], Camesa [7], Canduela [4] y Becerril del Carpio [30] (Fig. 6). Presenta una extensión areal similar al Miembro Sta. María la Real (Fig. 5), con el que a primera vista tiene asimismo muchas similitudes litológicas. Sin embargo, su espesor es algo menor que aquel (máximo 110 m) y, sobre todo, presenta algunas peculiaridades sedimentológicas y paleontológicas específicas que merecen ser destacadas.

En efecto, en la zona nororiental de la cuenca de Aguilar de Campóo (perfil [4]), el Miembro La Presa contiene varios niveles de acumulación de gasterópodos Hydrobiidos y Ceritellidos (posiblemente del género *Fibula* PIETTE), bivalvos de concha elíptica y Ostreidos (Kollmann, *com. per.*), así como asociaciones

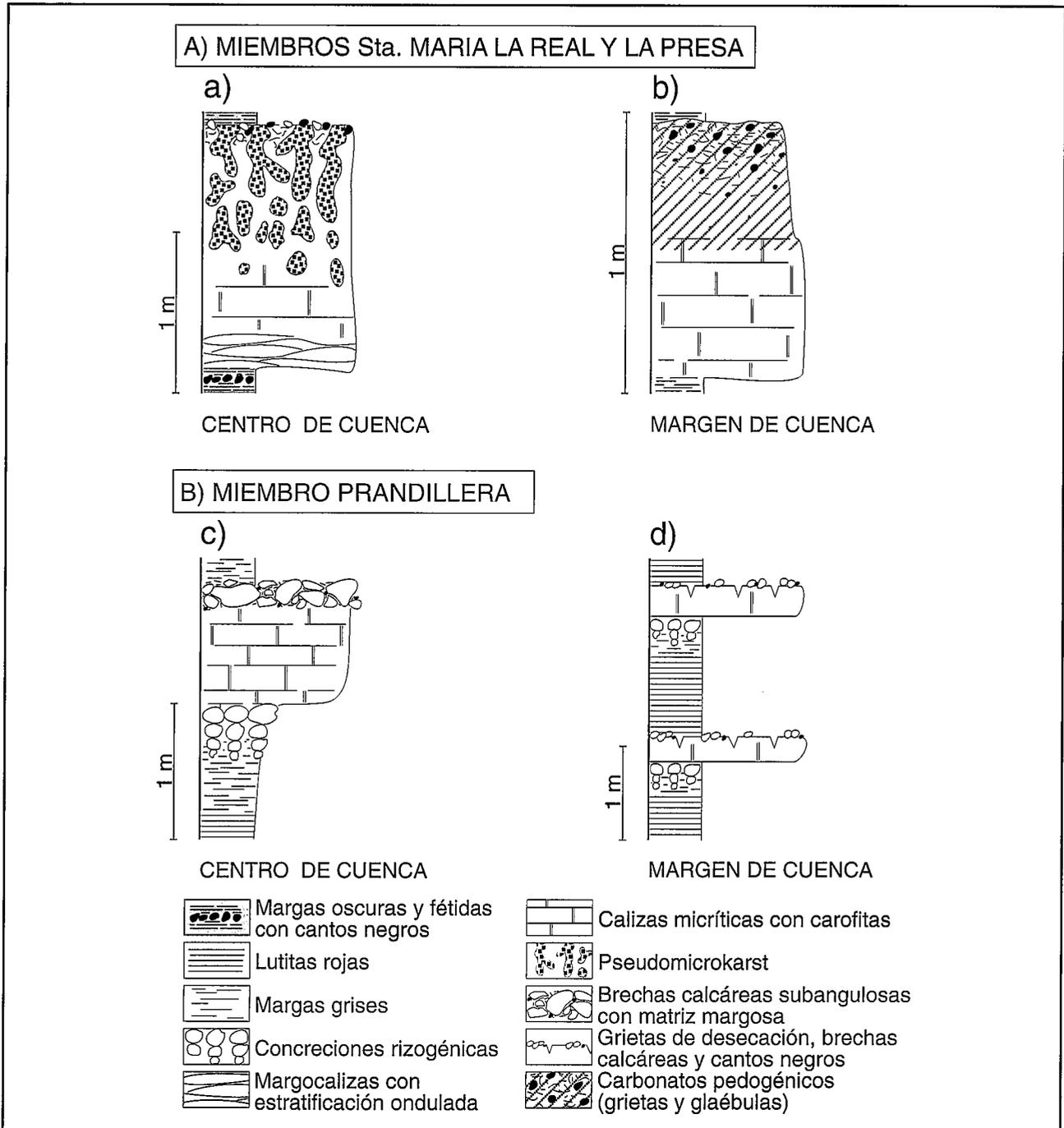


Figura 8.- Tipos de secuencias básicas reconocidas en los miembros carbonatados de la Formación Aguilar (explicación en el texto).

de ostrácodos de carácter eurihalino. Caballero *et al.*, (1998) atribuyen la presencia de dichos ostrácodos a una influencia marina de carácter muy local; sin embargo, no descartamos que el aumento en la salinidad pueda ser debido a aportes locales de aguas salobres. Hacia el noreste, estos depósitos gradan lateralmente a barras oolíticas, eventualmente estabilizadas por delgados niveles de estromatolitos. Por comparación con ejemplos actuales como el lago Tanganyka (Cohen y Thouin, 1987), el lago Higgins (Wilkinson *et al.*, 1983) o el Great Salt Lake (Sandberg, 1975), donde se han descrito facies similares, la terminación NE del Miembro La Presa se interpreta como una zona litoral lacustre altamente energética.

Por último, en el perfil del embalse de Aguilar [12] se han reconocido tres intercalaciones de espesor decamétrico constituidas por calcarenitas con estratificación *hummocky*. Las capas calcareníticas individuales tienen espesores entre 0,5 y 1,10 m, están separadas entre sí por pasadas centimétricas de margas muy oscuras fétidas, y a menudo incluyen gasterópodos y fructificaciones de carofitas removilizados, restos vegetales carbonizados orientados y pequeños fragmentos óseos. Las longitudes de onda de los *hummocky* oscilan entre 0,5 y 4 m, y su altura entre 10 y 20 cm. Estos depósitos carbonatados clásticos claramente registran materiales retrabajados durante fuertes tormentas en

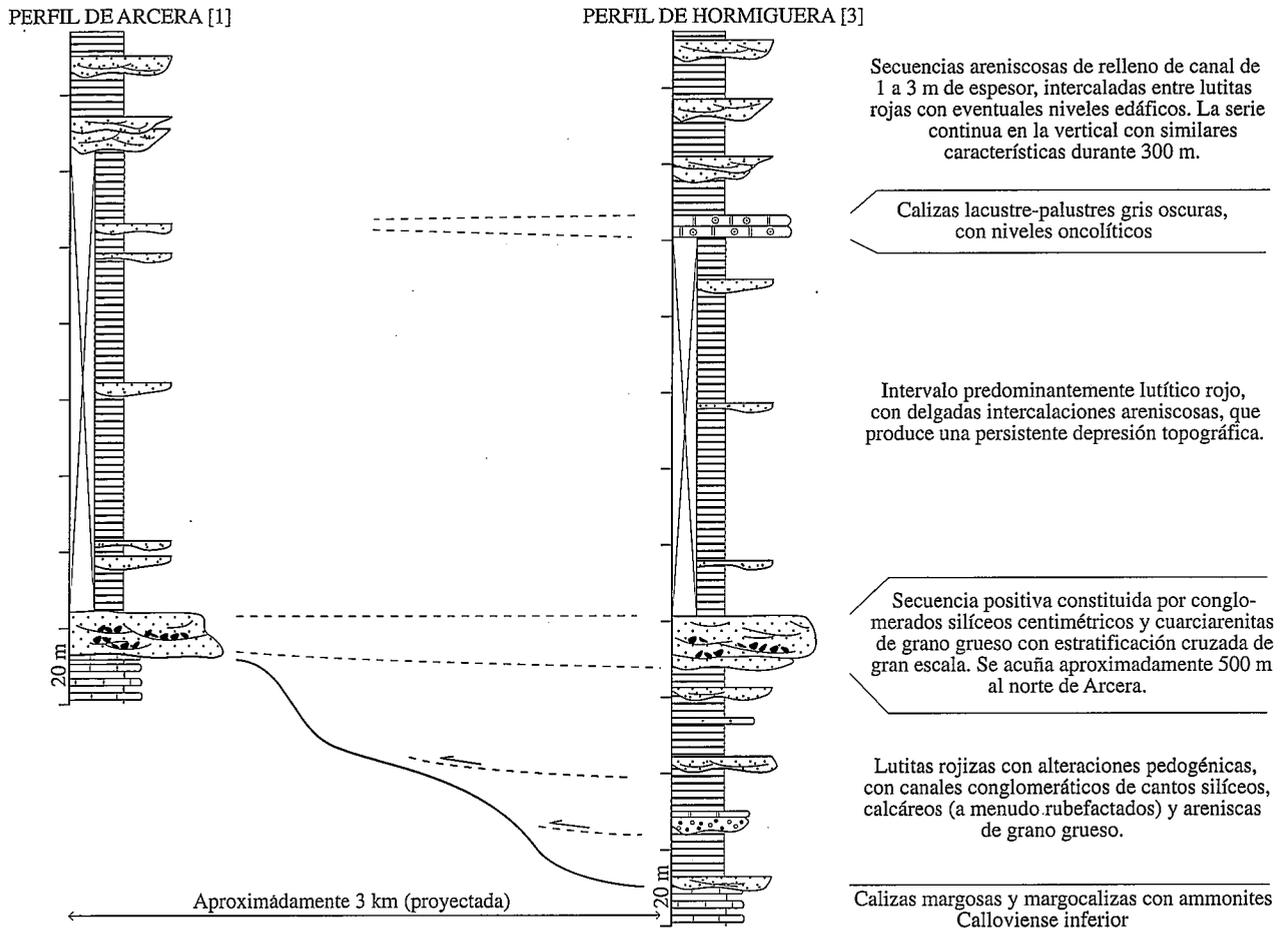


Figura 9.- Columnas estratigráficas de la parte inferior del Miembro Hormiguera (Formación Aguilar). La correlación entre ellas demuestra el solapamiento sobre el sustrato Jurásico marino de los términos basales del perfil de Hormiguera, y el acúñamiento del Miembro Sta. María la Real hacia el NE (perfil de Arcera [1]), donde se situaría el margen septentrional de la Cuenca de Aguilar.

zonas relativamente profundas. La alta preservación de la materia vegetal sugiere que las aguas del lago pudieron sufrir procesos de meromixis.

Miembro Becerril

Como ya se ha avanzado, englobamos en este miembro al conjunto de depósitos predominantemente detríticos localizados en la franja comprendida entre las calizas lacustre-palustres de la Formación Aguilar por el NE y la Falla de Villela por el SW. Su perfil más representativo es el de Becerril del Carpio ([30]; Fig. 6), existiendo también buenos afloramientos al S de Rebolledo de la Torre [33], y al W de Lomilla [28]. Sus afloramientos se restringen a la parte meridional de la zona de estudio, sin sobrepasar casi nunca la falla de Villela, que claramente actuó como el borde SW de la Cuenca de Aguilar.

La litología mayoritaria del Miembro Becerril son lutitas y lutitas margosas de color anaranjado, en las que ocasionalmente se observan niveles de rizotúbulos y de concreciones rizogénicas (*sensu* Hernández *et al.*, 1997), indicativos de colonización vegetal. Aparecen

también horizontes edáficos (*gley* y *pseudogley*), así como intercalaciones delgadas (máximo 0,5 m) de calizas oquerosas de color amarillento con pseudomorfos de yeso y dolomita, que demuestran la existencia esporádica de pequeñas charcas evaporíticas. En las lutitas se intercalan litosomas canaliformes de calcarenitas y/o microconglomerados de clastos calizos del Jurásico marino (Fig. 6). Las medidas de paleocorrientes indican una procedencia SW, desde el bloque levantado de la falla de Villela, donde el Jurásico marino estaría expuesto y en fase de erosión. Algunos de los clastos calizos de los microconglomerados aparecen recubiertos por envueltas microbianas, y entre las calcarenitas es frecuente encontrar niveles de oncolitos. Ambos datos indican que las aguas que circularon por los paleocanales de la unidad tenían una elevada proporción de carbonatos en disolución.

Sobre la base de las características citadas, el Miembro Becerril se atribuye a un ambiente de orla aluvial, con predominio de los flujos desbordados sobre los canalizados. Las oscilaciones del nivel hídrico en las zonas de intercanal provocaban alternativamente la satu-

ración y desecación del medio, condicionando la formación de horizontes pedogénicos, la colonización por comunidades vegetales, y la eventual precipitación de evaporitas en los momentos de máxima aridez.

Miembro Hormiguera

Incluye la totalidad de los depósitos predominantemente detríticos coetáneos con los tres miembros calizos de la Formación Aguilar, situados desde el depocentro de la cuenca hasta el extremo N y NE de la misma (Fig. 5). En general, aflora mal y no existe ningún perfil que ofrezca un corte completo de la sucesión. Las secciones parciales más representativas son las de Arcera [1], Camino de Fuente Velasco [2], Hormiguera [3] (Fig. 9) y Canduela [4]. Otros perfiles de interés [15, 16, 17, 18 y 19] se localizan a lo largo de la carretera Aguilar de Campóo-Cervera de Pisuerga. Además, la unidad ha sido cortada por varios sondeos de prospección petrolífera (Abar-1, Tozo-1, Urbel ó Arco Iris-1; León, 1986), donde a veces se ha descrito como "tramo de arcillas rojas". Su espesor máximo calculado es de 600 m.

Como ya se ha avanzado, el Miembro Hormiguera engloba a los materiales de la Formación Arroyal de Pujalte *et al.* (1996). La razón principal del cambio de rango que aquí se propone es la inexistencia de criterios para individualizar los materiales de la antigua Formación Arroyal de las facies terrígenas intercaladas entre los carbonatos de la Formación Aguilar (comparar Figs. 4 y 5), ya que todos ellos pertenecen a un mismo sistema sedimentario.

El Miembro Hormiguera presenta algunas similitudes con el Miembro Becerril, aunque también importantes diferencias. Su litología predominante son lutitas, generalmente rojas y anaranjadas, que con relativa frecuencia muestran horizontes edáficos tipo *gley* y *pseudogley*. Son asimismo frecuentes los litosomas canaliformes de areniscas y/o conglomerados silíceos con estratificaciones cruzadas. Claramente, estas facies constituyen una asociación fluvial de la que las areniscas representan rellenos de canal y las lutitas depósitos de llanura de inundación. Dicha asociación provendría de un área fuente de naturaleza predominantemente silícea (Buntsandstein y/o Paleozoico) que en función de las medidas de paleocorrientes y la distribución granulométrica cabe situar al W y/o NW de la cuenca.

En proporción mucho menor, en el Miembro Hormiguera se han reconocido además horizontes de calcretas pedogénicas y rizogénicas, y niveles de calizas oquerosas con pseudomorfos de yeso y dolomita. Las calcretas representan sin duda intervalos de detención o fuerte reducción local en los aportes detríticos; las calizas oquerosas son atribuibles al desarrollo de condiciones evaporíticas muy localizadas, seguramente en charcas muy someras.

Un último aspecto destacable del Miembro Hormiguera es su relación de solapamiento sobre el sustrato Jurásico marino, que implica un leve basculamiento de dicho sustrato hacia el sur. La geo-

metría de solapamiento se pone de manifiesto, por ejemplo, mediante la correlación y cartografía de un nivel de conglomerados y areniscas silíceas muy distintivo, cartografiable entre los perfiles de Hormiguera [3] y Arcera [1] (Fig. 9).

Miembro Barcenilla

Se trata de una unidad exclusivamente clástica de granulometría grosera y hasta 16 m de espesor, que recubre de modo concordante y en contacto gradacional los Miembros Becerril y Hormiguera en toda la Cuenca de Aguilar (Figs. 4, 5, 6, 7 y 10). Su contacto superior es, por el contrario, siempre neto y está asociado con un brusco cambio de facies. Además, se han observado relaciones locales de solapamiento sobre este contacto, que evidencian hiatos. Todo ello demuestra claramente la existencia de una discontinuidad estratigráfica en el techo del Miembro Barcenilla, que consideramos marca el límite superior de la Formación Aguilar. Los perfiles de referencia más importantes son los de Barcenilla (sección-tipo) [21], Ladrera [27], Canduela [4], Becerril del Carpio [30] y Rebolledo de la Torre [33].

En las secciones de la parte central y septentrional de la cuenca, el Miembro Barcenilla está casi exclusivamente constituido por depósitos siliciclásticos de areniscas y conglomerados con estratificación cruzada de surco e imbricación de cantos, organizados en secuencias amalgamadas complejas que se recortan mutuamente. En contraste con ello, en los perfiles meridionales [29, 30, 33 y 34], el Miembro Barcenilla está formado principalmente por conglomerados calizos y calcarenitas. Los clastos pueden alcanzar 15 cm de longitud, y proceden en su gran mayoría del desmantelamiento de la plataforma carbonatada del Liásico inferior. Medidas de imbricaciones en estos conglomerados calizos indican un sentido de transporte hacia el N40-60°1E, lo que demuestra que proceden del bloque levantado de la falla de Villela. Los conglomerados tienen, asimismo, una cierta proporción de matriz silícea, que es tanto mayor cuanto más al norte, pasando gradualmente hacia las facies siliciclásticas septentrionales (Fig. 5). Independientemente de su litología concreta, el Miembro Barcenilla presenta siempre una tendencia vertical claramente negativa.

En conjunto, el Miembro Barcenilla constituye un litosoma de geometría casi tabular, comparativamente poco potente, y se interpreta como el registro de la progradación/agradación de un sistema fluvial trenzado depositado durante una etapa de subsidencia moderada y homogénea de la Cuenca de Aguilar.

Definición de la Formación Frontada

Como ya se ha avanzado, la Formación Frontada es definida por vez primera en este trabajo. En esquemas estratigráficos previos su individualidad había pasado inadvertida, quedando sus materiales distribuidos entre otras unidades (ver abajo). La sucesión más completa

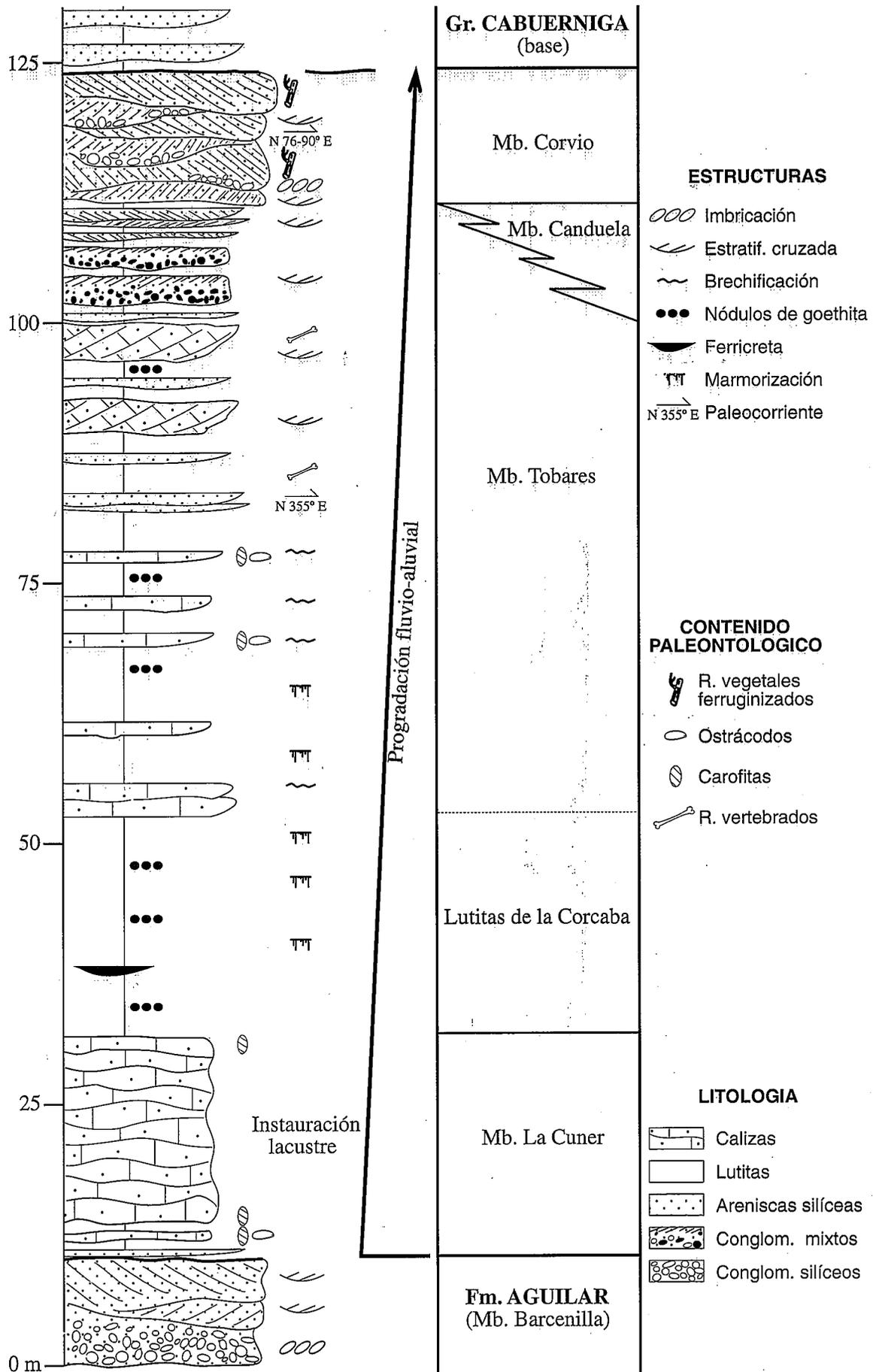


Figura 10.- Columna estratigráfica sintética de la Formación Frontada en el perfil de Tobares ([25] en figura 3).

de la formación se localiza en las inmediaciones de Frontada (pueblo abandonado y parcialmente sumergido en el embalse de Aguilar) donde la unidad alcanza 124 m de espesor (sección de Ladrera [27] y Fig. 10). Los perfiles de la cantera de Camesa [6] y Canduela [4] son asimismo bastante completos, aunque sus condiciones de afloramiento son peores.

La Formación Frontada ha sido reconocida en toda la cuenca de Aguilar, descansando siempre sobre el Miembro Barcenilla de la Formación Aguilar mediante una discontinuidad. La cartografía y la correlación de perfiles estratigráficos han puesto de manifiesto que, coetáneamente a su depósito, se produjo una importante compartimentación de la cuenca que condicionó los procesos sedimentarios y provocó acusados cambios laterales de potencia (Fig. 11). Se ha reconocido, además, una migración hacia el NE del depocentro de la unidad con respecto al de la Formación Aguilar.

La arquitectura de facies de las Formaciones Aguilar y Frontada es similar en líneas generales, distinguiéndose en ambas unidades dos etapas evolutivas (Fig. 4). Durante la primera etapa se reconocen sistemas lacustre-palustres rodeados de sistemas aluviales y fluvio-aluviales. Sin embargo, la extensión y duración del sistema lacustre-palustre de la Formación Frontada (Miembro La Cuner) fue mucho más modesta que la de la Formación Aguilar. Además, la expansión de los sistemas fluvio-aluviales de la Formación Frontada (Miembros Tobares y Canduela) fue progresiva y uniforme, mientras que en la Formación Aguilar tuvo carácter pulsante. La segunda etapa evolutiva es casi idéntica en ambas unidades, quedando registrada en la Formación Frontada por la instauración del extenso sistema fluvial trenzado del Miembro Corvio.

Resumimos a continuación las características distintivas y los principales perfiles de referencia de cada uno de los citados miembros:

Miembro La Cuner

En su área-tipo, (sección de La Cuner [22], al N de Barrio de Santa María) aparece como un litosoma carbonatado de potencia variable entre 10 y 15 m, que puede seguirse lateralmente durante unos 10 km, entre los perfiles de Barcenilla [21] y Ladrera [27]. Aparece, asimismo, en el perfil de la cantera de Camesa [6] (Fig. 7), por lo que su extensión lateral original debió superar los 15 km. Sin embargo, en la literatura no existe ninguna cita previa de estos materiales.

Está formado por calcarenitas de grano medio a grueso, muy oscuras, que incluyen frecuentes granos de cuarzo y abundantes clastos calizos redondeados. Aparecen en capas de 0,2 a 0,5 m de grosor sin intercalaciones margosas, de morfología alabeada y a veces con estratificación cruzada mal definida (Fig. 10). El contenido fósil de la unidad es escaso, reduciéndose a ocasionales fragmentos de carofitas y ostrácodos.

El Miembro La Cuner se interpreta como un sistema lacustre poco profundo y altamente energético. La proporción de material carbonatado detrítico (probable-

mente heredado) supera ampliamente a la de los depósitos resultantes de la producción carbonatada autóctona.

Miembro Tobares

Se desarrolla en los sectores suroccidental y central de la Cuenca de Aguilar, apareciendo sus mejores afloramientos en las colinas de Tobares [25], Dacabra [23], Monte de la Laguna [24] y en Ladrera [27].

En su área-tipo, la unidad comienza con un tramo litológico muy característico, aunque de extensión local, que hemos denominado informalmente "Lutitas de la Corcaba" (Fig. 5). En las secciones en que se ha reconocido, este tramo se sitúa directamente sobre las calizas del Miembro La Cuner (Fig. 10), y llega a alcanzar 20 m de potencia. Está formado en más de un 90% por lutitas que típicamente muestran un bandeado paralelo a la estratificación con una recurrente secuencia de coloraciones (beige-burdeos-amarillo-naranja), verosíblemente atribuible a alteraciones edáficas. En las bandas beige y burdeos son frecuentes los nódulos de goethita y los niveles lateríticos. En las de color amarillento y naranja existen pequeños canales areniscosos con fragmentos lateríticos y una alta proporción de cemento ferruginoso.

El resto del Miembro Tobares está principalmente constituido por la alternancia de las dos siguientes asociaciones de facies: (i) lutitas y arcillas de color beige, que contienen horizontes con importante concentración de goethita (nódulos, envueltas y pequeños oncolitos ferralíticos), horizontes de nódulos carbonatados y abundantes fragmentos óseos inidentificables; y (ii) litosomas canaliformes de 1 a 3 m de espesor, de base erosiva y techo intensamente brechificado. Están formados por calcarenitas de grano medio a grueso y color oscuro, con estratificaciones cruzadas, abundantes oncolitos y granos de cuarzo dispersos. Al ascender en la sucesión, el porcentaje de matriz siliciclástica aumenta de forma paulatina, pasando la unidad gradualmente a las facies predominantemente siliciclásticas del Miembro Canduela (Fig. 5).

El Miembro Tobares se interpreta como una unidad aluvio-fluvial, alimentada desde un área fuente de naturaleza carbonatada. La relativa abundancia de hierro, en forma de nódulos y envueltas (neoferranes) en sus depósitos lutíticos, sugiere un proceso de lixiviado del sustrato bajo un régimen climático húmedo (probablemente lluvioso y cálido). La concentración de hierro en forma de cemento en los canales areniscosos, mucho más porosos que la matriz lutítica, refuerza la idea de percolación o migración vertical de aguas a través del subsuelo.

Miembro Canduela

Su corte-tipo (Canduela [4]) se ha levantado a lo largo de una senda forestal que discurre paralelamente a la antigua carretera Santander-Palencia, a unos 2 km al SE de Canduela. Existen otros afloramientos en el talud de la citada carretera, así como en los perfiles de Corvio-Matalbaniega [15] y Prado Palacios [16]. La calidad de

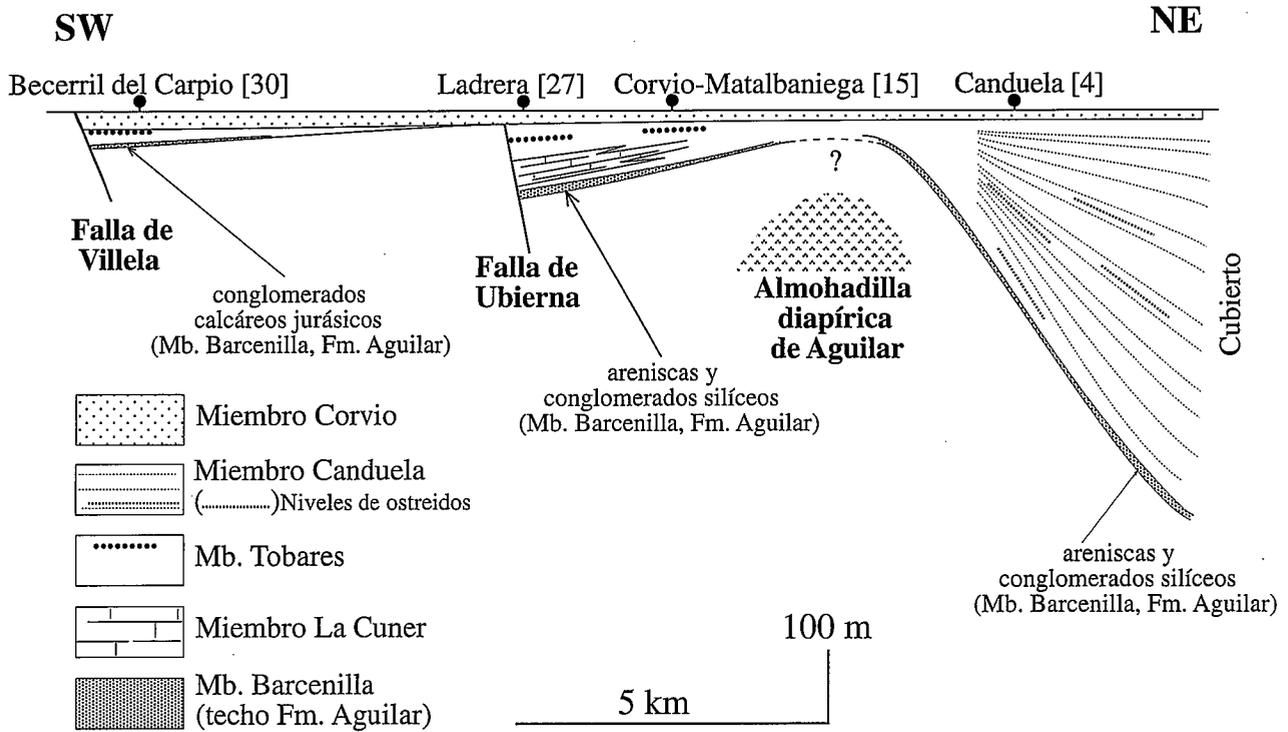


Figura 11.- Sección transversal reconstruida de la Formación Frontada que muestra las variaciones de espesor de la unidad, muy probablemente causadas por la actividad de fallas sinsedimentarias.

exposición de la unidad es mediocre en todos los casos, debido a la cobertera vegetal. Su espesor experimenta fuertes variaciones laterales, incluso en distancias comparativamente pequeñas. Por ejemplo, aumenta de 200 a 600 m en dos secciones de su área-tipo sólo distanciadas unos 4 km entre sí (Fig. 11). Tal variación es claramente detectable en fotos aéreas, y fue considerada como una prueba de tectonismo sinsedimentario activo por García de Cortázar y Pujalte (1982) y por Espina (1997). Recientemente Klimowitz *et al.* (1999), a partir de datos de subsuelo han ligado las citadas variaciones de espesor a movimientos halocinéticos en la almohadilla salina de Aguilar (Fig. 11).

El Miembro Canduela está integrado principalmente por litosomas canaliformes de relleno siliciclástico (areniscas y areniscas microconglomeráticas con estratificación cruzada) intercalados entre lutitas generalmente azóicas. Sobre esta base, el Miembro Canduela se interpreta como una unidad predominantemente fluvial. Tiene, por tanto, algunas similitudes con el Miembro Hormiguera de la Formación Aguilar, del que se diferencia principalmente por dos criterios: (i) su posición estratigráfica es más alta; y (ii) las areniscas aparecen en mayor proporción en el Miembro Canduela, y en conjunto su granulometría es más grosera. Un rasgo adicional del Miembro Canduela es la existencia ocasional de ostreidos, que aparecen incluidos en delgadas intercalaciones de areniscas silíceas de cemento carbonatado. El significado ambiental concreto de estas faunas no ha podido ser aclarado. La explicación

más obvia, en efecto, sería la de invocar esporádicas influencias marinas dentro del sistema fluvial en el que se acumuló la unidad. La situación pudiera ser comparable con la existente en la desembocadura de algunos ríos que alimentan las albuferas de la costa de Texas (EE.UU.), donde se ha señalado la presencia de ostreidos en salinidades de sólo un 12‰ (Hudson, 1963). Sin embargo, serán necesarios estudios adicionales para resolver esta cuestión específica.

Miembro Corvijo

Se trata de una unidad cartográfica muy característica que habitualmente provoca resaltes topográficos estrechos pero continuos, como por ejemplo el existente entre los perfiles de Prandillera [14] y Matamorisca [18], o entre los pueblos de Quintanilla de las Torres y San Cristobal del Monte. Uno de los mejores afloramientos de la unidad se sitúa en la orilla E del embalse de Aguilar [12], unos 500 m al norte de la presa, aunque es accesible únicamente cuando el nivel del agua es relativamente bajo. La unidad ha sido considerada como parte de la Formación Aguilar en algunas clasificaciones estratigráficas previas (*i.e.*, Capa de Corvijo, de García de Cortázar y Pujalte, 1982; División 3, de Pujalte y Robles, 1988); en otras se le asignó rango de formación (Formación Corvijo, de Pujalte *et al.*, 1996). En este trabajo se redefine como el miembro más joven de la Formación Frontada (Figs. 4 y 5).

El Miembro Corvijo es un litosoma casi tabular de unos 20 m de potencia, que descansa concordantemente

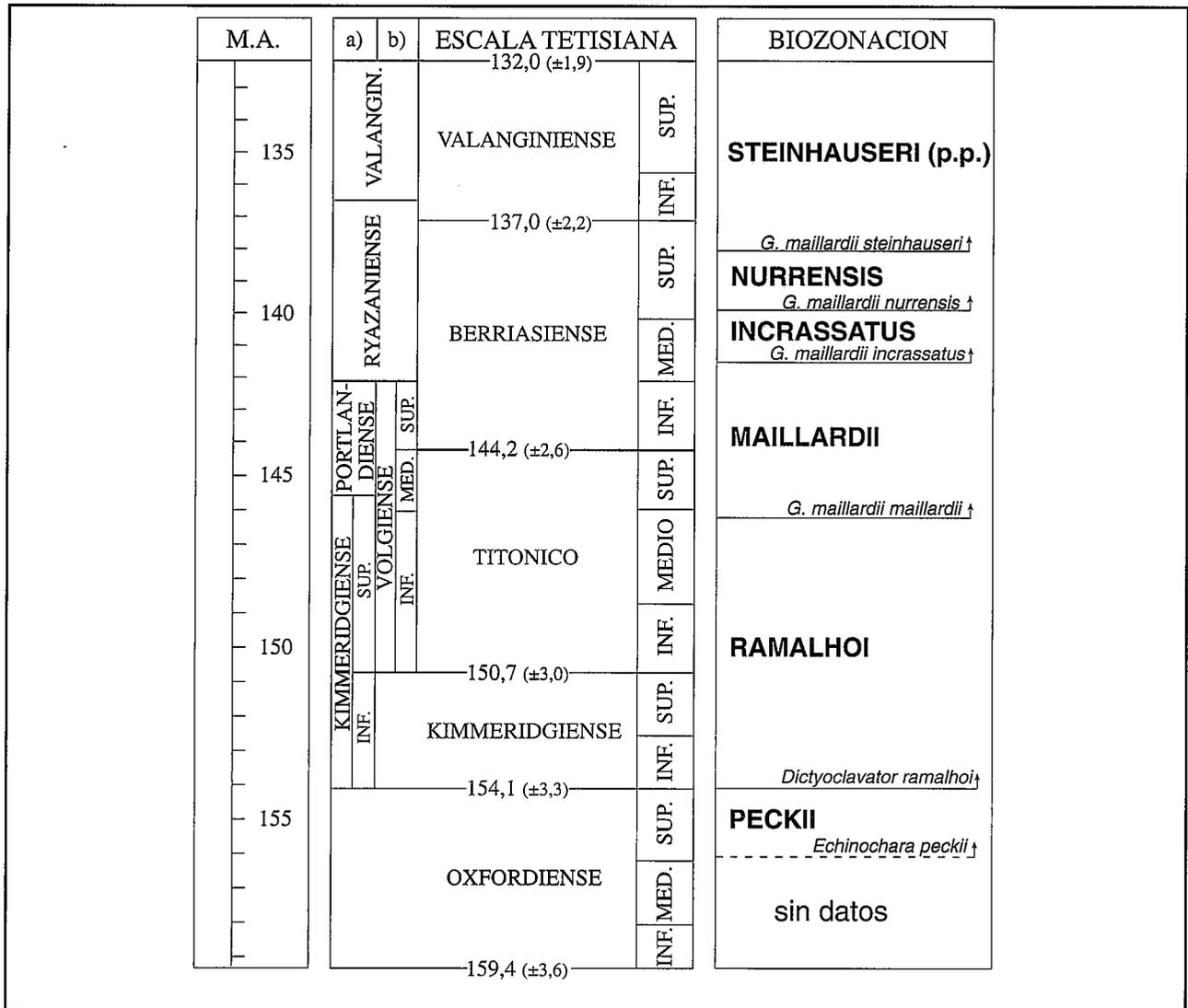


Figura 12.- Biozonación de las carofitas para el intervalo Oxfordiense-Valanginiense según Martín-Closas y Schudack (en: Riveline *et al.*, 1996). La correlación con las escalas cronoestratigráfica y geocronológica se basa en correlaciones con las biozonaciones de foraminíferos bentónicos y amonites.

sobre los Miembros Tobares y Canduela. Está integrado mayoritariamente por areniscas de grano medio-grueso y conglomerados de clastos silíceos de hasta 7 cm de diámetro, muy bien redondeados. Estas litologías se disponen en una secuencia vertical de tendencia negativa. Como ya se ha indicado, el techo de la unidad es neto, quedando marcado en los perfiles locales por un brusco incremento de la proporción de lutitas, y a escala regional por una clara ruptura estratigráfica. En las partes media y superior de la unidad son frecuentes las estratificaciones cruzadas de surco de gran escala, así como los recortes y cicatrices erosivas, a menudo tapiadas por acumulaciones residuales de conglomerados (*lags*). Abundan asimismo los fragmentos leñosos ferruginizados, generalmente orientados en el sentido del flujo. Medidas de paleocorrientes demuestran un sentido general de transporte hacia el S (N155-215°E). El Miembro Corvio se interpreta como un sistema fluvial de tipo trenzado, procedente de un área fuente de naturaleza siliciclástica.

Sobre la base de las características arriba descritas, consideramos que la Formación Frontada en su conjunto representa el registro de un ciclo tectonoestratigráfico completo (Fig. 10). Dicho ciclo se inició con una etapa de subsidencia diferencial acelerada, durante la que se creó una zona relativamente deprimida donde se instaló el sistema lacustre del Miembro La Cuner. La posterior ralentización de la subsidencia diferencial permitió la progradación de los sistemas fluvio-aluviales de los Miembros Tobares y Canduela. Finalmente, durante una fase de calma tectónica relativa se produjo la expansión del sistema trenzado del Miembro Corvio y la consiguiente colmatación de la cuenca.

Bioestratigrafía del Grupo Campóo mediante carofitas

La datación del Grupo Campóo, al igual que la del conjunto de la sucesión no marina del Jurásico superior y Cretácico inferior del área de estudio, es compleja.

En primer lugar, su registro bioestratigráfico es discontinuo. Por otro lado, la correlación de las biozonas continentales con las de las escalas estándar del Mesozoico, basadas en organismos marinos, no está aún resuelta. Esta última dificultad se incrementa si tenemos en cuenta que existen dos escalas bioestratigráficas marinas, una tetisiana y otra boreal (Gradstein *et al.*, 1995) y que ambas son susceptibles de ser empleadas en la datación del intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior en la Cuenca Vasco-cantábrica.

Las dataciones del Grupo Campóo realizadas hasta ahora se han basado en ostrácodos y/o carofitas (Rat, 1962; Ramírez del Pozo, 1969; Brenner, 1976; Salomon 1982; Schudack, 1987; Mojon, en Platt y Pujalte, 1994; y Caballero *et al.*, 1998). En general estos trabajos han concluido que las facies calcáreas de los grupos Campóo y Cabuérniga (Purbeckiense de algunos autores) quedarían comprendidas entre el Kimmeridgiense y el Valanginiense inferior. Sin embargo, Pujalte *et al.* (1996) mostraron que existen importantes desacuerdos entre las dataciones propuestas por los distintos autores. Estos análisis bioestratigráficos son de difícil valoración ya que en ellos no siempre se documenta el número y la posición de las muestras analizadas y en varios casos se da por supuesto que los depósitos carbonatados de la zona de Aguilar de Campóo y del río Ebro son coetáneos (Fig. 2). Finalmente, las escalas bioestratigráficas de ostrácodos y carofitas han sido recientemente revisadas (Horne, 1995; Riveline *et al.*, 1996), lo que resta actualidad a las dataciones de trabajos anteriores. Los motivos enumerados y las nuevas precisiones litoestratigráficas ahora aportadas han aconsejado realizar un nuevo estudio de las carofitas de la sucesión.

Las dataciones propuestas en este trabajo se basan en la biozonación de Martín-Closas y Schudack (en Riveline *et al.*, 1996) (Fig. 12). Esta biozonación integra y actualiza los datos bioestratigráficos previos (Grambast, 1974; Mojon, en Détraz y Mojon, 1989; Martín-Closas y Salas 1989; Schudack, 1991; Martín-Closas, 1996). La escala bioestratigráfica de las carofitas del Jurásico superior-Cretácico inferior se elaboró a partir de los procesos de especiación y las transformaciones anagenéticas de las especies de la familia Clavatoraceae, que presenta en sus fructificaciones (utrículos) un gran número de caracteres vegetativos y sexuales. Los girogonitos de las familias Characeae y "Porocharaceae" parecen tener únicamente interés bioestratigráfico local pues estas familias están sometidas a un fuerte control paleoambiental.

Las muestras analizadas se obtuvieron mediante un muestreo selectivo de las Formaciones Aguilar y Frontada (Grupo Campóo) en dos secciones: i) Carretera de Camesa [7], situado al este de la localidad y paralelo a la carretera Aguilar de Campóo-Burgos; y ii) Dacabra [23], localizado a la salida de Barrio de Santa María, y perpendicular a la carretera de Quintanilla la Berzosa-Salinas de Pisuerga (Fig. 3). La distribución y

el contenido en carofitas de las muestras fértiles de ambos cortes y su atribución bioestratigráfica se ha representado en la figura 13. Adicionalmente, se ha estudiado una muestra recogida en la Formación Loma Somera (Grupo Cabuérniga) en la zona del río Ebro (sección de Loma Somera [43]).

Los resultados muestran que los Miembros Sta. María la Real, Prandillera y La Presa de la Formación Aguilar pertenecen a la biozona de *Maillardii* (Titónico terminal-parte inferior del Berriasiense medio). La edad de la base del Miembro Sta. María la Real no puede ser acotada con mayor precisión dentro del rango total de la biozona *Maillardii*. Por el contrario, a techo del Miembro Sta. María La Real y en el Miembro Prandillera la presencia de *Clavator reidii* var. *pseudoglobatoroides* (SCHUDACK) permite acotar la edad de la unidad al Berriasiense inferior; de acuerdo con los datos de Schudack (1991). El Miembro La Presa presenta asociaciones más diversas de clavatoráceas que también se atribuyen al Berriasiense inferior, especialmente debido a la presencia de *Globator maillardii* var. *praecursor* (MOJON). A techo de la unidad se ha hallado una asociación que incluye, entre otras especies, *Globator maillardii* var. *maillardii* (SAPORTA). De acuerdo con los datos de Mojon (en Détraz y Mojon, 1989), esta especie podría alcanzar la base del Berriasiense medio.

La Formación Frontada ha suministrado algunas muestras fértiles en la base del Miembro La Cuner y en el Miembro Tobares. En el Miembro La Cuner y base del Miembro Tobares, la asociación *Atopochara trivolvii* var. *micrandra* (GRAMBAST), *Atopochara trivolvii* var. *ancora* (GRAMBAST) y *Clavator grovesii* var. *grovesii* HARRIS puede ser atribuida a la biozona *Nurrensis* (Berriasiense superior). A techo del Miembro Tobares existe una asociación de carofitas formada por *Globator maillardii* var. *nurrensis* PECORINI, *Atopochara trivolvii* var. *micrandra* (GRAMBAST), *Atopochara trivolvii* var. *ancora* (GRAMBAST) y *Clavator harrisii* PECK que es característica de la biozona *Nurrensis* (Berriasiense superior). La especie *Globator maillardii* var. *nurrensis* PECORINI ha sido correlacionada con la biozona de Paramimounum de ammonites por Mojon (en Détraz y Mojon, 1989).

La muestra perteneciente a la Formación Loma Somera (Grupo Cabuérniga) presenta una asociación característica de la biozona de *Nurrensis*, con la asociación *Globator maillardii* var. *nurrensis* PECORINI, *Nodosoclavator bradleyi* (HARRIS), *Clavator grovesii* var. *grovesii* HARRIS, *Porochara* gr. *kimmeridgensis* (MAEDLER) y *Porochara* gr. *fusca* (MAEDLER).

En consecuencia, con estos resultados bioestratigráficos y la datación del basamento como Calloviense inferior por Dahm (1966), observamos que la base de la Formación Aguilar cubre un hiato que comprende como mínimo el intervalo Calloviense inferior-Titónico superior. Asimismo, entre las Formaciones Aguilar y Frontada existe una discontinuidad que

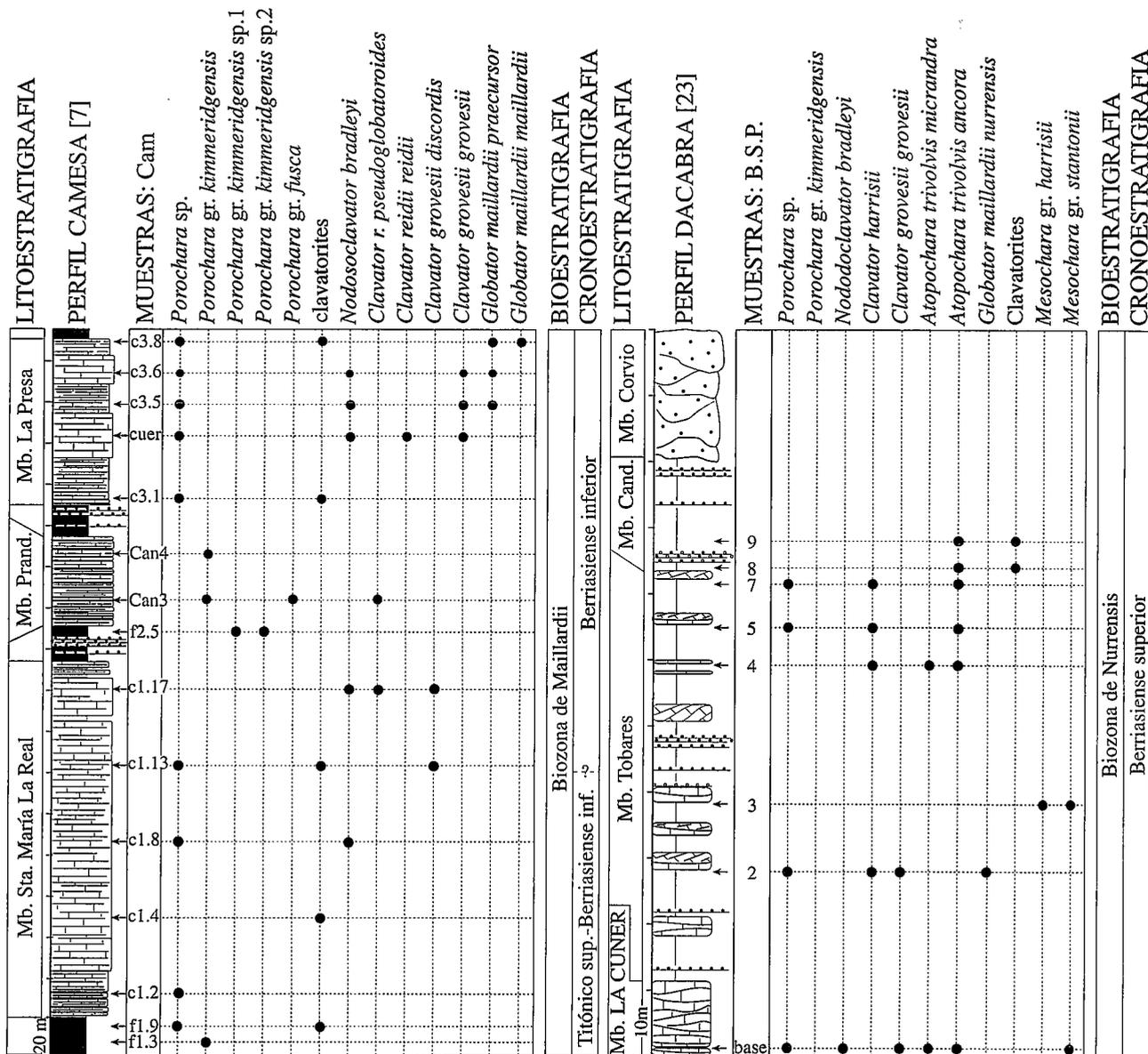


Figura 13.- Distribución de las especies de carofitas en sendos perfiles representativos de la formaciones Aguilar y Frontada (explicación en el texto).

incluye, por lo menos, parte del Berriasiense medio. La discontinuidad entre el Grupo Campó y el Grupo Cabuérniga queda comprendida dentro del Berriasiense superior pero el grado de resolución de la biozonación de carofitas no permite detectarla.

Conclusiones

El Grupo Campó es la más antigua de las unidades tectonoestratigráficas mayores depositadas en la parte SW de la Cuenca Vasco-cantábrica durante la etapa *syn-rift* del Jurásico superior-Cretácico inferior, y contiene por ello el registro de las fases tempranas de la misma. Está formado mayoritariamente por depósitos clásticos fluvio-aluviales y por carbonatos lacustre-palustres, que presentan entre sí numerosos cambios de facies laterales y verticales. Los esquemas estratigráficos de la

sucesión utilizados previamente se han basado en un limitado número de observaciones, insuficientes para recoger su complejidad interna, y no resultan por ello satisfactorios como base para reconstruir la historia evolutiva del área.

Este trabajo revisa las divisiones estratigráficas más importantes utilizadas hasta la fecha y propone una nueva, basada en el estudio y correlación de 43 perfiles estratigráficos, en la cartografía de detalle de todos los afloramientos disponibles, y en el análisis de las asociaciones de carofitas de los perfiles más representativos. En el nuevo esquema, el Grupo Campó está compuesto por dos unidades genéticas (Formaciones Aguilar y Frontada), cada una de las cuales representa una secuencia de cambio en la tasa de subsidencia. Ambas formaciones son a su vez subdivididas respectivamente en seis y cuatro miembros, con objeto de refle-

jar del modo más objetivo posible la variabilidad de facies de las mismas.

El análisis bioestratigráfico de las asociaciones de carofitas permite asignar al Grupo Campóo una edad Titónico superior-Berriasiense superior. La Formación Aguilar pertenece probablemente al Berriasiense inferior aunque no podemos descartar que su base date del Titónico superior. La edad Berriasiense superior de la Formación Frontada ha sido acotada a partir de una muestra en la base de la unidad y de los datos recogidos en la suprayacente Formación Loma Somera (Grupo Cabuérniga), analizada bioestratigráficamente en la zona del río Ebro.

Estos datos sugieren que, tras la retirada del mar en el Calloviense medio, la región quedaría emergida pero sin recibir sedimentación durante un largo periodo de tiempo, quizás de hasta 15 millones de años. En contraste, entre el Titónico superior y el Berriasiense superior se acumularían en el área más de 1.000 m de depósitos como consecuencia de movimientos de subsidencia diferencial ligados a la actividad de fallas sinsedimentarias. Variaciones en la tasa de dicha subsidencia controlaron la arquitectura interna del Grupo Campóo, y son ahora utilizadas como base de la nueva clasificación estratigráfica que aquí se propone.

Este trabajo representa un avance de los resultados de la Tesis de Doctorado del primer firmante, realizada gracias a una beca de Formación de Personal Investigador otorgada por el Gobierno Vasco/Eusko Jaurlaritz (1994/98), y constituye una contribución al Proyecto de Investigación del Gobierno Vasco: UE 97/11. La investigación de C. Martín-Closas ha sido financiada por el proyecto de la DGICYT PB-95-1142-CO2-01 y el proyecto 1998SGR 00034 del Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya. Los autores agradecen al Dr. Heinz A. Kollmann, del Naturhistorisches Museum de Viena, la clasificación de la macrofauna salobre del Miembro La Presa. Nuestro agradecimiento también a los Drs. Angela Alonso, Alfonso Meléndez y José P. Calvo por las sugerencias, que han contribuido a mejorar sensiblemente el manuscrito original.

Bibliografía

- Brenner, P. (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Oekologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Palaeontographica A*, 152: 113-201.
- Caballero, F. Rodríguez-Lázaro, J., Hernández, J.M^a, Pujalte, V. y Robles, S. (1998): Asociaciones de ostrácodos continentales de la Formación Aguilar (Jurásico superior-Cretácico inferior, Cuenca Vasco-cantábrica). *Geogaceta*, 24: 59-62.
- Ciry, R. (1940): Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74: 528 p.
- Cohen, A.S. y Thouin, C. (1987): Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology*, 15: 414-418.
- Dahm, H. (1966): *Stratigraphie und Palaeogeographie in Kantabrischen Jura (Spanien)*. Tesis Doctoral, Universidad de Bonn, *Beih. Geol. Jb.*, 44: 13-54.
- Détraz, H. y Mojon, P.O. (1989): Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys du Tithonique-Portlandien au Valanginien: corrélation biostratigraphique et séquentielle des facies continentales. *Eclog. Geol. Helvet.*, 82(1): 37-112.
- Espina, R.G. (1997): *La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 230 p. (inédita)
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis- Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contrib. Sediment.* 12, (B.H. Purser, Ed.) E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 213 p.
- García de Cortázar, A. y Pujalte, V. (1982): Litoestratigrafía y facies del Grupo Cabuérniga, al S de Cantabria, NE de Palencia. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 5-21.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. y Huang, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. En: *Geochronology time scales, and global stratigraphic correlation*. (W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry y J. Hardenbol, Eds.). *SEPM Spec. Pub.*, 54: 95-126.
- Grambast, L. (1974): Phylogeny of the Charophyta. *Taxon*, 3(4): 463-481.
- Hernaiz, P.P. (1994): La Falla de Ubierna. *Geogaceta*, 16: 39-42.
- Hernández, J.M^a, Pujalte, V. y Robles, S. (1997): Los rizolitos de la Formación Aguilar (Kimmeridgiense-Berriasiense, Palencia, Burgos y Cantabria): caracterización, génesis y significado. *Geogaceta*, 22: 93-96.
- Horne, D.J. (1995): A revised biostratigraphy for the Purbeck-Wealden of England. *Cretaceous Res.*, 16: 639-663.
- Hudson, J. (1963): The recognition of salinity-controlled mollusc assemblages in the great estuarine series (Middle Jurassic) of the inner Hebrides. *Palaeontology*, 6: 318-326.
- Klimowitz, J., Malagón, J. Quesada, S. y Serrano, A. (1999): Desarrollo y evolución de almohadillas salinas mesozoicas en la parte suroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (norte de España): implicaciones exploratorias. *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*, Asociación de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Madrid, 159-166.
- León, L. (1986): Aplicación de los perfiles eléctricos a la interpretación sedimentológica del complejo "Purbeck-Weald" de la cubeta de Polientes (Burgos). *IX Congr. Nac. Sedim.*, Salamanca, Comunicaciones 39-56.
- Martín-Closas, C. (1996): A phylogenetic system of Clavatoraceae (fossil Charophyta). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 94: 259-293.
- Martín-Closas, C. y Salas, R. (1989): Nouvelles données stratigraphiques et biostratigraphiques (Charophyta) sur le passage Jurassique-Crétacé dans le Bassin du Maestrat (Chaîne Ibérique Orientale). En: *Libro Homenaje a Rafael Soler*. (Asociación de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Ed.), 77-95.
- Platt, N.H. y Pujalte, V. (1994): Correlation of Upper Jurassic-Lower Cretaceous continental sequences from the southern Biscay margin, northern Spain. *Jour. Geol. Soc.*, 151: 715-726.
- Pujalte, V. (1977): *El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y Sedimentación*. Tesis Doctoral, Universidad de Bilbao, 204 p. (inédita)
- Pujalte, V. (1979): Precisiones sobre la posición estratigráfica de la Formación de Aguilar (Jurásico superior? (norte de la provincia de Palencia). *Cuad. Geol.*, 10: 229-234.
- Pujalte, V. (1981): Sedimentary succession and

- palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the "Wealden" of the Santander area, Northern Spain. *Sedim. Geol.*, 28: 293-325.
- Pujalte, V. (1982): El tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense. En: *El Cretácico en España*. Universidad Complutense, Madrid, 51-63.
- Pujalte, V. (1989): Ensayo de correlación de las sucesiones del Oxfordiense-Barremiense de la Región Vasco-Cantábrica basado en macrosecuencias deposicionales: implicaciones paleogeográficas. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 199-215.
- Pujalte, V. y Robles, S. (1988): Evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca lacustre de Aguilar de Campóo (Malm, Palencia y Cantabria). III. *Col. Estr. Paleon. Jurásico España*, Instituto Estudios Riojanos, 11: 95-114.
- Pujalte, V., Robles, S. y Hernández, J.M^a (1996): La sedimentación continental del Grupo Campóo (Malm-Cretácico basal de Cantabria, Burgos y Palencia): testimonio de un reajuste hidrográfico al inicio de una fase rift. *Cuad. Geol. Ibérica*, 21: 227-251.
- Ramírez del Pozo, J. (1969): *Síntesis estratigráfica y micropaleontología de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España*. Ediciones CEPESA, S.A., 68 p.
- Ramírez del Pozo, J. (1971): Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 78: 1-357.
- Rat, P. (1962): Contribution à l'étude stratigraphique du Purbeckien Wealdien de la région de Santander (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, IV: 3-12.
- Riveline, J., Berger, J.P., Feist, M., Martín-Closas, C., Schudack, M. y Soulié-Märsche, I. (1996): European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bull. Soc. Géol. France*, 167(3): 453-468.
- Salomon, J. (1982): Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Espagne du Nord, Chaînes Cantabrique y NW Iberica). *Mem. Geol. Univ. Dijon*, 6: 227 p.
- Sandberg, P.A. (1975): New interpretations of Great Salt Lake ooids and ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, 22: 497-537.
- Sbeta, A.M. (1985): Sedimentology of the marine and lacustrine Jurassic-basal Cretaceous carbonates in the SW Cantabrian Mountains of North Spain. *6th Europ. Reg. Mtg. Sediment. I.A.S.*, Lleida, Abstracts 420-423.
- Schudack, M. (1987): Charophytenflora und fazielle Entwicklung der Grenzsichten marine Jura-Wealden in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien). *Palaeontographica B*, 204: 1-180.
- Schudack, M. (1991): Eine Charophyten-Biozonierung für den Zeitraum Oberjura bis Berriasium in West Europa und ihr Vergleich mit Sequenzstratigraphie und eustatischer Meeresspiegelkurve. *Berliner Geowis. Abh. (A)*, 134: 311-332.
- Serrano, A., Hernaiz, P.P., Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. (1994): Tectónica distensiva y halocinesis en el margen SO de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15: 135-138.
- Soler y José, R. (1972): Las series jurásicas y el purbeckiense-neocomiense de Guernica. *Bol. Geol. Min.* 83(3): 221-230.
- Strasser, A. (1984): Black pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). *Jour. Sed. Petrol.*, 54: 1097-1109.
- Wilkinson, B.H., Pope, B.N. y Owen, R.M. (1983): Nearshore ooid formation in a modern temperate region marl lake. *Jour. Geol.*, 88: 697-704.

Manuscrito recibido el 18 de Enero de 1999

Aceptado el manuscrito revisado el 22 de Junio de 1999