

# Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica

## *The lithostratigraphic units of the Middle Jurassic of the Iberian Range*

J.J. Gómez <sup>(1)</sup> y S.R. Fernández-López <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Dpto. de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. UCM. Email: jgomez@geo.ucm.es

<sup>(2)</sup> Dpto. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. UCM. Email: sixto@geo.ucm.es

### ABSTRACT

Five lithostratigraphic units applicable to the different Middle Jurassic palaeogeographical elements of the Iberian platform system are proposed. For the oolitic-dolomitic belt developed in the Internal Castilian Platform, the Yemeda Fm is proposed. To the mainly dolomitic facies which extends over the El Maestrazgo High, the Ráfales Fm is defined. Within the micritic external platform facies of the Castilian and Aragonese platforms, three formations have been recognized. The lower unit (El Pedregal Fm) is constituted of microfilament, mudstone to wackestone limestones. The middle unit (Moscardon Fm) is made up of bioclastic and oolitic, grainstone to packstone limestones. The upper unit (Domeño Fm) represents a return to the external low energy wackestone to mudstone facies, locally containing patches of oolitic grainstone facies.

**Key words:** Yemeda Fm, Ráfales Fm, El Pedregal Fm, Moscardon Fm, Domeño Fm.

Geogaceta, 35 (2004), 91-94

ISSN:0213683X

### Introducción

El Jurásico en la Cordillera Ibérica está representado por una potente sucesión de carbonatos que aflora ampliamente a lo largo de este sistema montañoso (Fig.1). Estos materiales fueron subdivididos en unidades litoestratigráficas formales (Gómez y Goy, 1979) que han sido de gran utilidad en la realización de los trabajos de cartografía geológica regional en la Cordillera Ibérica. Los materiales del Jurásico Medio, sin embargo, quedaron agrupados dentro de una unidad que no fue subdividida formalmente, denominada "parte media" de la Fm. Carbonatada de Chelva, puesto que no se poseía un conocimiento suficiente de este intervalo que era objeto de varios trabajos de investigación (Gómez, 1979; Fernández-López, 1985; Meléndez, 1989).

El objetivo principal del presente trabajo es proponer un sistema de unidades litoestratigráficas válidas para los materiales aalenenses (p.p.), bajocienses, bathonienses y callovienses de la Cordillera Ibérica, que sirva de apoyo a trabajos estratigráficos más precisos y de cartografía geológica a escalas más detalladas.

### Unidades litoestratigráficas

Los materiales del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica se encuentran delimitados en su base y en su techo por sendas discontinuidades estratigráficas a las que se asocian

secciones condensadas de extensión regional. Dentro de este intervalo, definido como la "parte media" de la Fm. Chelva (Gómez y Goy, 1979), se ha observado una serie de cinturones de facies con orientación general noroeste-sureste. Un cinturón de facies oolíticas y dolomíticas está situado en la parte suroccidental, un cinturón de facies micríticas está situado en el sector central (Viallard, 1973; Gómez, 1979, 1985a, b; Fernández-López, 1985; Fernández-López y Gómez, in press), y un sector de facies dolomíticas se encuentra en el área nororiental (Canerot *et al.*, 1985; Fernández-López *et al.*, 1996).

De acuerdo con este esquema de distribución espacial de facies del Jurásico Medio, en el presente trabajo se propone la definición de cinco unidades litoestratigráficas formales. Como representante del cinturón de facies oolítico-dolomíticas de la Plataforma Castellana proponemos la Fm. Yémeda. Para comprender las facies dolomíticas del sector nororiental, del Alto de El Maestrazgo, se propone la Fm. Ráfales. Dentro del cinturón de facies micríticas de plataforma externa de la Cordillera Ibérica, se distinguen tres unidades, de base a techo: Fm. El Pedregal, Fm. Moscardón y Fm. Domeño.

### Formación Calizas y dolomías de Yémeda

El corte tipo de la Fm. Yémeda se sitúa en el Arroyo del Sargal, entre los términos

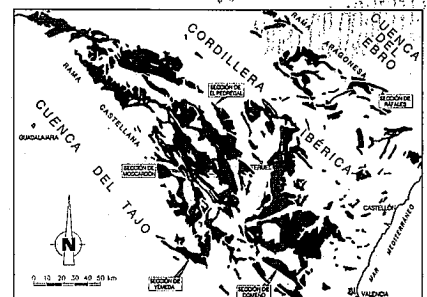


Fig 1.- Afloramientos de los materiales jurásicos en la Cordillera Ibérica y situación de los cortes tipo de las formaciones propuestas en este trabajo.

Fig. 1.- Outcrops of the Jurassic deposits of the Iberian Range and the location of the type sections of the formations proposed in this work.

municipales de Yémeda y Cardenete (Provincia de Cuenca), hoja del MTN 25-26 (664) Enguñadanos. Las coordenadas geográficas son X= 1° 46' 45", Y= 39° 46' 45". Los materiales del Jurásico Medio que afloran en esta región fueron estudiados por Gaibar-Puertas y Geyer (1967, 1969), Viallard (1973) y Morillo-Velarde y Meléndez-Hevia (1981).

La Fm. Yémeda está constituida por calizas grainstone a packstone, con oolitos calcáreos, a veces oncolitos y/o bioclastos, con intercalaciones de calizas mudstone a wackestone que en algunas áreas pueden ser las

facies dominantes. Localmente, los materiales están parcial o totalmente dolomitizados. Se estratifican en bancos gruesos, de aspecto masivo. Se encuentran cuerpos de grainstone a packstone con morfología de barras que muestran laminación cruzada planar y de surco, ripples de oleaje, rills bioclásticos y bioturbación. Localmente, laminación planar de muy bajo ángulo, laminación de algas y porosidad fenestral. Dominan las secuencias negativas generadas por la migración de barras oolíticas sobre depósitos más finos de tipo mudstone. Es frecuente que estos depósitos se dispongan amalgamados y formen una sucesión de calizas grainstone, oolíticas y bioclásticas.

El espesor de la unidad en el corte tipo es de unos 250 m (Depocentro de Enguñanos, Fernández-López y Gómez, in press). Otro afloramiento de referencia se encuentra en la cerrada del Embalse de Contreras (espesor superior a los 225 m). Otras secciones parciales han sido descritas en la Serranía de Cuenca (Buenache de la Sierra y La Toba) por Viallard (1973) y Morillo-Velarde y Meléndez-Hevia (1981).

Los restos de organismos bentónicos (bivalvos, equinodermos, algas calcáreas, briozoos, braquiópodos y gasterópodos) están representados; en cambio, los restos de ammonites y belemnites son muy escasos o están ausentes. En la localidad tipo, los materiales de la unidad contienen estefanocerátidos del Bajociense, en la parte inferior y media, así como Procerites, reinequeidos y hecticoceratinos del Bathonienense y Calloviense, en la parte superior.

La Fm. Yémeda representa ambientes de plataforma marina carbonática, somera e interna, con facies de alta energía, sometidos a la acción del oleaje, las mareas y las tempestades. Representa un extenso cinturón de barras y canales que constituye un área de alta producción y acumulación de carbonatos. El sistema de barras de grainstone oolítico y bioclástico lleva asociado un cortejo de facies de washover, facies de playa, facies micríticas que representan los depósitos de baja energía situados entre las barras y en el lagoon, las facies de llanuras de mareas traseras y los depósitos tempestáticos.

### Formación Dolomías y calizas de Ráfales

El corte tipo de la Fm. Ráfales fue estudiado por Bulard (1972) y está situado junto a la carretera de Alcañiz (Teruel) a Morella (Castellón) en el término municipal de Ráfales (Teruel), hoja del MTN 30-19 (495) Castelseras. Las coordenadas geográficas son X= 0° 01' 40", Y= 40° 50' 58".

La Fm. Ráfales está constituida por dolomías cristalinas gruesas de aspecto masivo. Cuando la dolomitización no afecta a la totalidad de la unidad (p. ej., en el corte tipo) se observan calizas wackestone a packstone, bio-

clásticas, calizas mudstone y calizas wackestone. Lateralmente pasan a facies de mayor energía, constituidas por calizas grainstone a packstone, bioclásticas y con oolitos calcáreos (p. ej., en Ejulve), así como a calizas mudstone con escasos macrofósiles (Bco. de Las Ermitas, Adzaneta). La estratificación varía entre bancos, que sobrepasan 1,5 m de espesor, y capas de 10 a 50 cm. Las texturas y estructuras de bioturbación son frecuentes. Entre las estructuras sedimentarias son frecuentes los rills bioclásticos. Dominan las secuencias estratocrecientes, de somerización, que con frecuencia terminan en una superficie endurecida, con perforaciones biogénicas, que puede estar rellena con fósiles fosfáticos, costras ferruginosas y glauconita.

El espesor de la unidad es de 26 m en el corte tipo, donde el contacto inferior está mecanizado, y de unos 25 m en el Bco. de Las Ermitas y en Adzaneta (Canerot *et al.*, 1985). Estas secciones reducidas pasan a secciones expandidas en facies dolomíticas, de espesores entre 100 y 250 m, identificadas en sondeos (Mirambell, Bobalar, Maestrazgo y Salsadella; Fernández-López *et al.*, 1996, fig. 9; 1998).

Cuando la unidad no está dolomitizada, los restos de organismos bentónicos son frecuentes (bivalvos, equinodermos, algas calcáreas, espongiarios, briozoos, braquiópodos y gasterópodos); en cambio, los restos de ammonites y belemnites son muy escasos o están ausentes. En el corte tipo hemos identificado sonnínidos y estefanocerátidos en los materiales basales (Bajociense inferior) y parkinsoníidos en la parte alta de la unidad (Bajociense superior). Sobre los materiales de la Fm. Ráfales, en las áreas de tránsito a las facies de plataforma externa, como ocurre en el corte tipo, se encuentran materiales de la Fm. Domeño con ammonites que permiten caracterizar diferentes cronozonas del Bathonienense y del Calloviense.

La Fm. Ráfales representa ambientes de plataforma marina carbonática, somera, que varían desde cinturones de facies de alta energía hasta condiciones restringidas. En conjunto representa un extenso alto paleogeográfico, el llamado Alto de El Maestrazgo, con facies de barras y canales que configuraron un área de intensa producción y acumulación de carbonatos.

### Formación Calizas de El Pedregal

Esta unidad ha sido referida como la unidad micrítica inferior de la "parte media de la Fm. Chelva" (Gómez, 1985b). El corte tipo se sitúa en el término municipal de El Pedregal, entre las poblaciones de El Pedregal (Guadalajara) y Pozuel del Campo (Teruel), junto a la carretera de Molina de Aragón a Monreal del Campo. Las coordenadas del corte son X= 1°

32' 43", Y= 40° 46' 34", hoja del MTN 25-20 (515) El Pobo de Dueñas. Entre los trabajos que hacen referencia a los materiales de la Fm. El Pedregal en el área tipo cabe destacar: Villema *et al.* (1971), Goy *et al.* (1981), Capote *et al.* (1982) y Fernández-López (1985).

La Fm. El Pedregal está constituida por calizas mudstone y calizas wackestone de microfilamentos con equinodermos y pelets, que pueden tener intercalaciones o interstratos de margas, a veces bioclásticas, que localmente constituyen una alternancia margosa en la parte superior de la unidad. La presencia de nódulos de sílex es muy frecuente en toda la Cordillera Ibérica. También son frecuentes, en la base de la formación, los niveles de calizas con oolitos ferruginosos y/o fosfáticos (Geyer *et al.* 1974), que en la Rama Aragonesa se encuentran asimismo en el techo de la unidad. En el área tipo se intercalan en la parte inferior tramos dolomíticos. En el sector levantino se reconocen intercalaciones de materiales de origen volcánico que forman montículos (Gautier 1968, 1974; Gómez *et al.*, 1976; Gómez, 1979, 1985a, b; Ortí y Vaquer, 1980; Fernández-López *et al.*, 1985; Martínez González *et al.*, 1998; Cortés, 2001). En los sectores central y septentrional de la Cordillera Ibérica se observan montículos de fango bioconstruidos por esponjas hacia la parte superior de la unidad (Fernández-López *et al.*, 1978, 1988; Fernández-López, 1985; Gómez, 1985a, b, 1991; Friebe, 1995). Los carbonatos se disponen en capas de 10 a 50 cm, con estratificación planar. Son frecuentes las texturas y estructuras de bioturbación (Zoophycos y Thalassinoides), y en ocasiones se reconocen rills bioclásticos, costras ferruginosas, y superficies de removilización. La unidad se organiza generalmente en secuencias de somerización (Gómez, 1985a, b, 1991; Gómez y Fernández-López, 1994; Fernández-López, 1997), que suelen tener un término inferior margoso y un término superior de calizas, con bioturbación y en ocasiones con bioconstrucciones de esponjas y algas, que puede ser dolomítico. En el techo de estas secuencias pueden observarse perforaciones biogénicas, costras ferruginosas, glauconita, fosfatos y carbonatos bioclásticos con fósiles reelaborados.

El espesor de la Fm. El Pedregal alcanza más de 150 m, en el área tipo (Depocentro de Pozuel) y en el sector levantino (Sagunto, Ribarroja, Depocentro de Casinos). En el sector central de la Rama Castellana, la unidad presenta espesores comprendidos entre 60 y 80 m (Sierra de Albarracín). En la Rama Aragonesa, los espesores varían entre 8 (Andorra) y 45 m (Riclá).

En algunos niveles de esta unidad son frecuentes o abundantes los restos de ammonites, belemnites y de organismos bentónicos (bivalvos, braquiópodos, equinodermos, serpúlidos, gasterópodos, briozoos, esponjas y algas cal-

cáreas). La unidad comienza en la parte superior de la Cronozona Murchisonae del Aalenense, aunque es muy frecuente que tanto el Aalenense superior como el Bajociense inferior se encuentren representados por secciones condensadas. El techo de la unidad es sincrónico a escala regional, y corresponde al Bajociense superior (cronozonas Niortense y Garantiana).

La Fm. El Pedregal se desarrolló en un ambiente de plataforma marina externa, somera y de salinidad normal. Este ambiente, aunque generalmente de baja energía, estuvo afectado por la acción de las tempestades. Local y ocasionalmente se encuentran sedimentos de tipo mudstone representativos de ambientes confinados marinos someros, cuya emersión ocasional dio lugar a la presencia de grietas de desecación y superficies de carstificación. En la parte superior de la unidad se registra una etapa de profundización generalizada y el desarrollo de una vía de comunicación entre el Protoatlántico y el Tetis occidental (Fernández-López y Gómez, in press).

**Formación Calizas bioclásticas de Moscardón**

El corte tipo de la Fm. Moscardón se encuentra situado en las laderas del Bco. del Batán, en las proximidades del pueblo de Moscardón (Teruel). Las coordenadas son X= 1° 32' 08", Y= 40° 20' 00", y se incluye en la hoja 25-23 (588) Zafrilla. Esta sección ha sido objeto de estudio por varios autores (Tintant y Viillard, 1970; Viillard, 1973; Bulard *et al.*, 1974; Fernández-López, 1977, 1985; Fernández-López *et al.*, 1978).

La Fm. Moscardón está constituida por calizas grainstone a packstone bioclásticas, en las que son abundantes los restos de crinoides, y a veces oolíticas e intraclásticas. Localmente se encuentran calizas wackestone bioclásticas y mudstone. La unidad suele disponerse en capas gruesas a muy gruesas (del orden de 1 m) y bancos (que llegan a sobrepasar los 3 m), con estratificación discontinua o poco diferenciada. Localmente contienen nódulos de sílex. Son frecuentes las texturas y estructuras de bioturbación (Zoophycos y Thalassinoides). Entre las estructuras sedimentarias se reconocen laminación cruzada planar y de surco, laminación de ripples, rills bioclásticos, y son frecuentes los cuerpos con morfología de barra. En los sectores central y septentrional de la Cordillera Ibérica, la Fm. Moscardón está constituida por calizas packstone a boundstone formando localmente montículos de fango bioconstruidos por esponjas (Fernández-López *et al.*, 1978; Fernández-López y Aurell, 1988). Estas litologías y estructuras se organizan generalmente en secuencias de somerización con un término inferior de calizas mudstone a wackestone, que puede faltar, o tener un nivel de removilización en la base, y un término

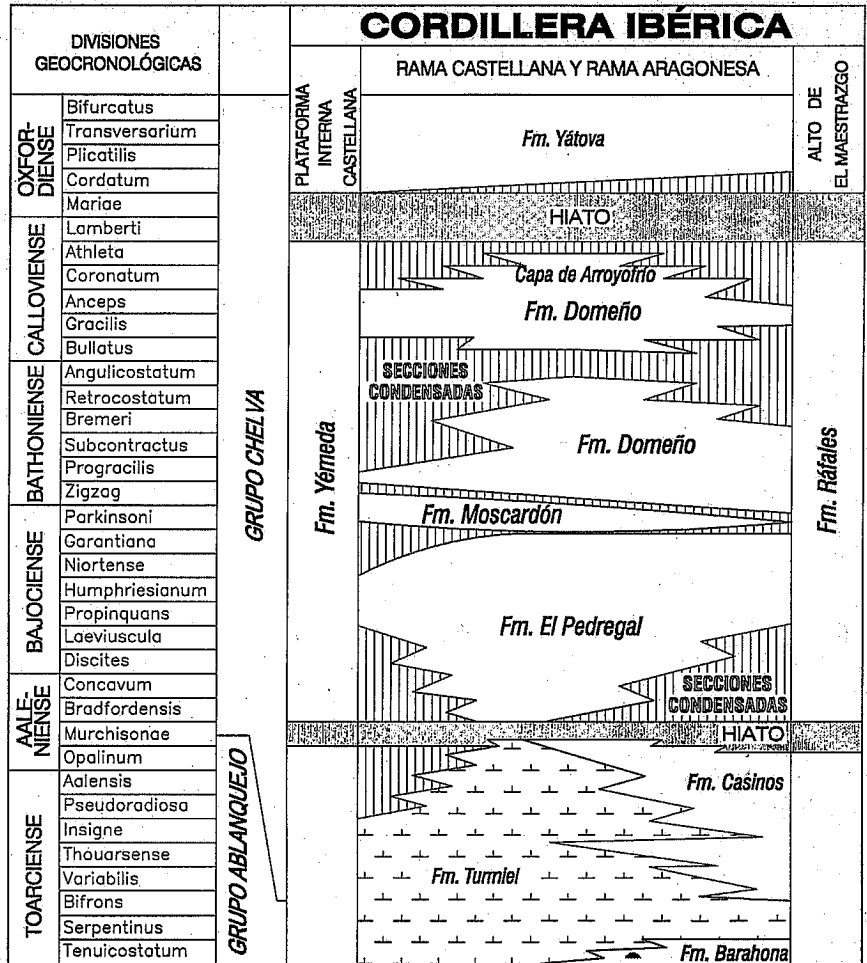


Fig. 2.- Distribución cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas formales propuestas en este trabajo para los materiales del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica.

Fig. 2.- Chronostratigraphic distribution of the formal lithostratigraphic units proposed in this work for the sediments of the Middle Jurassic of the Iberian Range.

no superior de calizas grainstone a packstone. Localmente se encuentran secuencias de relleno constituidas por un término inferior de calizas packstone a wackestone con bioclastos gruesos, con fósiles reelaborados, a veces fosfáticos e imbricados, y un término superior de calizas wackestone a mudstone, que pueden tener laminaciones de ripples.

El espesor de la unidad en el área tipo y en el sector central de la Rama Castellana varía entre 3 y 25 m (Fernández-López, 1985). La unidad disminuye de espesor hacia el sector levantino donde está representada por unos pocos metros de calizas wackestone-packstone con oolitos calcáreos u oncolitos, y llega a desaparecer en los afloramientos próximos a la costa mediterránea. En la Rama Aragonesa, el espesor de estas facies bioclásticas, con crinoides y esponjas, alcanzan los 23 m en Ricla y los 17 m en Belchite (Sequeiros *et al.*, 1978; Fernández-López y Aurell, 1988). Lateralmente se acunían (unos 2 m en Obón) y no están representadas en el Alto de El Maestrazgo.

Los macrofósiles son abundantes (equinodermos, esponjas, algas calcáreas, briozoos,

bivalvos, braquiópodos, serpúlidos, ammonites, belemnites y gasterópodos). La unidad está delimitada en la base y en el techo por sendas discontinuidades estratigráficas. Los materiales más antiguos corresponden a la Cronozona Garantiana (Bajociense superior; p. ej., en Moscardón y Ricla). Sin embargo, los materiales basales de esta unidad pueden llegar a ser del Bathoniense inferior (Cronozona Zigzag, Rincón de Ademuz). En cambio, la parte superior de la unidad varía en edad desde el Bajociense superior (Cronozona Parkinsoni) hasta el Bathoniense inferior (Cronozona Zigzag).

La Fm. Moscardón se desarrolló en una plataforma de carbonatos de alta energía, muy somera, de aguas claras y de salinidad normal, en la que se llevó a cabo una activa sedimentación de carbonatos, generalmente bajo la acción del oleaje, que progradaron sobre las facies de plataforma externa de baja energía representadas por la Fm. El Pedregal. Este sistema deposicional dio lugar a la homogeneización del relieve del fondo marino en las áreas de plataforma externa, durante una etapa de somerización generalizada de la cuenca.

## Formación Calizas de Domeño

El corte tipo de la Fm. Domeño se sitúa en las vertientes del Río Turia en las proximidades al antiguo pueblo de Domeño (en la actualidad demolido), entre esta localidad y Chelva (Valencia). Las coordenadas del corte son X= 0° 58' 20" Y= 39° 42' 08", y se encuentra dentro de la hoja 27-26 (666) Chelva. El corte fue estudiado por Fernández-López y Gómez (1978).

La Fm. Domeño está compuesta por calizas wackestone, en ocasiones packstone y mudstone de microfilamentos, frecuentemente con pelets, con intercalaciones de margocalizas y margas calcáreas, generalmente bien estratificadas en capas de 10 a 30 cm, a veces nodulosas y lajasas, o en bancos, con frecuencia poco diferenciados que suelen dar escarpe. En algunas localidades del sector levantino de la Cordillera Ibérica se intercalan materiales de origen volcánico que forman montículos (Gautier, 1968, 1974). En la Plataforma Castellana (p. ej., Sierra Palomera) y en la Plataforma Aragonesa (p. ej., Obón y Andorra), la parte inferior de la Fm. Domeño contiene localmente calizas grainstone de oolitos calcáreos, que constituyen cuerpos lenticulares de extensión kilométrica, superpuestos y a veces amalgamados a los materiales de la Fm. Moscardón. Localmente contiene nódulos de sílex. Son frecuentes las texturas y estructuras de bioturbación (Thalassinoides y Zoophycos). En la parte superior de la unidad y en la mayoría de los afloramientos de la Cordillera Ibérica se encuentra un nivel de oolitos ferruginosos definido formalmente como la Capa de Arroyofrío (Gómez y Goy, 1979) con frecuentes costras ferruginosas. La unidad se organiza en secuencias estratocrecientes de somerización que pueden tener un término basal constituido por un nivel de removilización con fósiles reelaborados, un término intermedio de margocalizas, margas y calizas, y un término superior de calizas con estratificación irregular, de aspecto noduloso que puede terminar en una costra ferruginosa, a veces con perforaciones biogénicas.

La Fm. Domeño alcanza un espesor de 45 m en el corte tipo y valores superiores en otros afloramientos del sector levantino (Chelva, Alclublas, Ribarroja y Sagunto). En el sector central de la Rama Castellana, el espesor suele ser inferior a una decena de metros. En el sector septentrional de la Rama Castellana se registran valores del orden de un centenar de metros y constituyen los materiales principales del Depocentro de Pozuel. En la Rama Aragonesa también hay secciones expandidas, que sobrepasan los cien metros de espesor (Ricla y Aguilón), que pasan a secciones condensadas de espesores inferiores a los 15 m (Andorra, La Cañada de Verich, Bco. de Las Estacas y Obón; Sequeiros y Meléndez, 1987; Aurell et al., 1994).

Los macrofósiles son frecuentes (bivalvos, braquiópodos, equinodermos, serpúlidos, ammonites, belemnites y gasterópodos). La base de la formación es diacrónica a escala zonal, variando en edad desde el Bathoniense inferior (Cronozona Zigzag, p. ej. en el área tipo) hasta el Bathoniense medio (Cronozona Progracilis). Las calizas con oolitos ferruginosos de esta formación varían en edad desde el Bathoniense hasta el Oxfordiense. Las cronozonas Lambertti (Calloviense superior) y Mariae (Oxfordiense inferior) no han sido identificadas hasta ahora. El techo de la Fm. Domeño, que corresponde en la mayoría de las localidades a la Capa de Arroyofrío, presenta secciones condensadas y comprende un hiato de amplitud regional.

Los materiales de la Fm. Domeño se depositaron en una plataforma marina, carbonática, externa y de salinidad normal. La plataforma varió en su configuración paleogeográfica desde el Bathoniense hasta el Oxfordiense. Durante el Bathoniense-Calloviense estaba compartimentada en bloques diferenciados a favor de fallas sinsedimentarias, pero llegó a ser extremadamente somera y uniforme durante el Calloviense superior y el Oxfordiense inferior. El techo de la unidad corresponde a una etapa de emersión generalizada que da lugar al desarrollo de secciones condensadas y a una laguna estratigráfica de extensión regional.

## Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto BTE2000-1148 (CICYT-CSIC).

## Referencias

- Aurell, M., Fernández-López, S. y Meléndez, G. (1994): *Geobios*, M.S. 17, 549-561.
- Bulard, P.F. (1972): Thèse Sc. Univ. Nice. n° C.N.R.S. 353 p.
- Bulard, P.F., Gomez, J.J., Thierry, J., Tintant, H. y Viallard, P. (1974): *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278, 2107-2110.
- Canerot, J., Faure, Ph. y Rahal, M. (1985): *Strata*, 2, 85-100.
- Capote, R., Díaz, M., Gabaldón, V., Gómez, J.J., Sánchez de la Torre, L., Ruiz, P., Rosell, J., Sopena, A. y Yébenes, A. (1982): *Temas Geol. Min.*: 1-290.
- Cortés, J. E. (2001): DEA (inédito) Univ. Complutense Madrid. 69 p.
- Fernández-López, S. (1977): *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 75, 45-56.
- Fernández-López, S. (1985): Tesis doctoral, Univ. Complutense Madrid, 850 p.
- Fernández-López, S. (1997): *Cuad. Geol. Ibérica*, 23, 95-136.
- Fernández-López, S., Meléndez, G. y Suárez-Vega, L.C. (1978): Grupo Español Mesozoico, 20 p.
- Fernández-López, S., Gómez, J.J. y Goy, A. (1985): *Strata*, 2, 101-115.
- Fernández-López, S., Gómez, J.J. y Ureta, M. S. (1988): *Ciencias Tierra*, 11, 167-195.
- Fernández-López, S., Aurell, M., García Joral, F.; Gómez, J.J., Henriques, M.H.P., Martínez, G., Meléndez, G. y Suárez Vega, L.C. (1996): *Rev. Esp. Paleontología*, N.E., 122-139.
- Fernández-López, S., García Joral, F., Gómez, J.J., Henriques, M.H.P. y Martínez, G. (1998): *Rev. Soc. Geol. España*, 11, 3-22.
- Fernández-López, S. y Aurell, (1988): *Ciencias Tierra*, 11, 251-264.
- Fernández-López, S. y Gómez, J.J. (1978): Grupo Español Mesozoico, 23 p.
- Fernández-López, S. y Gómez, J.J. (2003): *Riv. It. Paleont. Strat.*, in press.
- Friebe, A. (1995): *Profile*, 8, 239-279.
- Gaibar-Puertas, C. y Geyer, O.F. (1967): *Acta Geol. Hisp.*, 2, 89-92.
- Gaibar-Puertas, C. y Geyer, O.F. (1969): *Bol. Geol. Min.*, 80, 1-44.
- Gautier, F. (1968): *C. R. somm. Soc. Geol. France*, 3, 74-75.
- Gautier, F. (1974): Mapa Geológico de España, hoja 614 (28-24) Manzanera. IGME, Madrid.
- Geyer, O. F., Behmel, H. y Hinkelbein, H. (1974): *N. J. Geol. Paläont., Abh.*, 143, 17-57.
- Gómez, J. J. (1979): Seminarios de Estratigrafía. Univ. Complutense Madrid. 683 p.
- Gómez, J. J. (1985a): Mapa Geológico de España, hoja 55 (7-7), Llíria. IGME, Madrid.
- Gómez, J. J. (1985b): Mapa Geológico de España, hoja 47 (7-6), Teruel. IGME, Madrid.
- Gómez, J. J. (1991): Mapa Geológico de España, hoja 40 (7-5), Daroca. IGME, Madrid.
- Gómez, J.J., Trell, A. y Pérez, P. (1976): *Acta Geol. Hisp.*, 11, 1-7.
- Gómez, J. J. y Fernández-López, S. (1994): *Sedimentary Geol.*, 92, 147-159.
- Gómez, J. J. y Goy, A. (1979): *Estudios Geol.*, 35, 17-57.
- Goy, A., Meléndez, G., Sequeiros, L. y Villena, J. (1981): *Cuad. Geol.*, 10, 95-106.
- Morillo-Velarde, M.J. y Meléndez-Hevia, F. (1981): *Cuad. Geol.*, 10, 149-166.
- Martínez González, R. M<sup>a</sup>, Vaquer Navarro, R. y Lago San José, M. (1998): *Teruel*, 86, 43-61.
- Meléndez, G. (1989): Tesis doctoral, Instituto Estudios Turolenses, Zaragoza, 418 p.
- Ortí, F. y Vaquer, R. (1980): *Acta Geol. Hisp.*, 15, 127-130.
- Sequeiros, L., Cólera, I., Valenzuela, R. y Sánchez, I. (1978): *Estud. Geol.*, 34: 293-298.
- Sequeiros, L. y Meléndez, G. (1987): *Estud. Geol.*, 43, 95-105.
- Tintant, H. y Viallard, P. (1970): *C. R. somm. Soc. Geol. France*, 6, 207-208.
- Viallard, P. (1973): Tesis doctoral. Univ. Toulouse. 445 p.
- Villena, J., Ramírez del Pozo, J., Linares, A. y Riba, O. (1971): *Cuad. Géol. Ibérica*, 2, 355-374.