

LA FORMACION RADIOLARITICA JARROPA: DEFINICION Y SIGNIFICADO EN EL JURASICO SUBBETICO (CORDILLERA BETICA)

L. O'Dogherty *, J. M. Molina **, P. A. Ruiz-Ortiz **, J. Sandoval *** y J. A. Vera ***

RESUMEN

Se define formalmente, por primera vez, la «Formación Radiolarítica Jarropa» de acuerdo con las normas internacionales de nomenclatura estratigráfica, y se describen el holoestratotipo y dos paraestratotipos. Se trata de una unidad litoestratigráfica muy característica del Jurásico del Subbético (Cordillera Bética) en la que destacan la presencia de niveles de radiolaritas, junto con margas y arcillas silíceas. Se diferencian dos miembros, uno inferior («miembro de radiolaritas y margas silíceas, verdes») y otro superior («miembro de arcillas y margas silíceas, rojas»), ambos reconocibles en la mayoría de los afloramientos. La edad de esta formación en el holoestratotipo, conocida a partir del estudio de los radiolarios, es Calloviense superior-Oxfordiense. Se constata que las edades del muro de la formación y del límite entre los dos miembros, en otras secciones estratigráficas son diferentes mostrando un carácter claramente heterócrono, dentro del intervalo Bajociense terminal-Kimmeridgiense basal. Se trata de sedimentos pelágicos, depositados en áreas alejadas del continente, durante la fase expansiva del margen continental sudibérico, con sustrato de corteza continental. Presentan una gran analogía con materiales que aparecen en diferentes dominios alpinos mediterráneos (Apeninos, Alpes, Dinárides, etc.) también depositados, durante el Jurásico, en fases de expansión de márgenes continentales adyacentes al Tethys. La batimetría de su depósito se estima en pocos centenares de metros, sin una necesaria relación con el nivel de compensación de la calcita (CCD).

Palabras clave: *Formación, Radiolaritas, Calloviense, Oxfordiense, Subbético, Cordillera Bética.*

ABSTRACT

The Jarropa Radiolarite Formation is defined formally, for the first time, according to the international guide of stratigraphic nomenclature, and the holostratotype and two parastratotypes are described. This is a very characteristic Jurassic unit of the Subbetic (Betic Cordillera) in which point out the presence of radiolarite levels, together with siliceous marlstones, marls and clays. Two members are differentiated: a lower member of green, radiolarites and siliceous marls, and an upper member of red, siliceous clays and marls, both being recognizable in most of the outcrops. The age of this formation in the holostratotype, known mainly from the study of their radiolarians, is Late Callovian-Oxfordian. In other stratigraphic sections (including some parastratotype) is verified that the exact age of the bottom of the formation, and of the boundary between the two before described members are heterochronous, within the Uppermost Bajocian-Lowermost Kimmeridgian. They are pelagic sediments, deposited during the expansive phase of the Southern Iberian Continental Paleomargin, in areas far from the continent with thin continental crust. They have a great analogy with deposits outcropping in others Mediterranean Alpine domains (Apennines, Alps, Dinarids, etc.) also accumulated during Jurassic extensive phases of continental margins adjacent to the Tethys. The depositional bathymetry is estimated in a few hundreds of meters, without a necessary relation with the calcite compensation depth (CCD).

Key words: *Formation, Radiolarites, Callovian, Oxfordian, Subbetic, Betic Cordillera.*

* Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real, Cádiz.

** Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. 23071 Jaén.

*** Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada.

Introducción

La clasificación litoestratigráfica pretende organizar sistemáticamente los estratos de la Tierra en unidades litoestratigráficas que representen las principales variaciones de carácter litológico de las rocas, para facilitar el estudio y la descripción de los materiales. La utilización de nomenclaturas litoestratigráficas formales (en especial, de formaciones), sin embargo, en numerosas ocasiones ha inducido a un cierto grado de confusión, ya que en muchos casos las definiciones se han realizado a partir de estudios locales, lo que ha podido llevar, incluso, a definir varias unidades para unos mismos materiales en sectores adyacentes (sin la adecuada selección del estratotipo) y se ha llegado a utilizar el mismo nombre para unidades muy diferentes. Las normas internacionales de nomenclatura estratigráfica (Hedberg, 1976; Salvador, 1994) obligan a cumplir una serie de requisitos para evitar estos problemas. Vera (1994) recomienda utilizar unidades litoestratigráficas informales hasta disponer de un grado de conocimiento suficiente de la estratigrafía de la cuenca para poder definir unidades formales válidas para toda una región amplia, lo que facilita el uso correcto de la nomenclatura. La unidad litoestratigráfica que aquí se define con el rango de «formación», de acuerdo con las normas internacionales de nomenclatura estratigráfica (Hedberg, 1976; Salvador, 1994), responde a esta última concepción, ya que se trata de una unidad que actualmente se conoce con detalle en el ámbito de la cuenca subbética y que ha sido denominada, previamente, de manera informal como: «radiolaritas», «margas rojas y verdes con radiolarios (radiolaritas)», «secuencia radiolarítica», «facies radiolaríticas», «margas radiolaríticas», etc. En los diferentes mapas geológicos, a escala 1:50.000 publicados por el Instituto Geológico y Minero de España, ha sido representada con un color y una sigla de referencia, sin darle una denominación litoestratigráfica formal. La elección del estratotipo (holoestratotipo y los dos paraestratotipos) se hace una vez reconocidos la práctica totalidad de los afloramientos en el conjunto de la Cordillera Bética.

Propuesta de nueva formación y antecedentes

Aquí se define esta unidad, formalmente, con el nombre de *Formación Radiolarítica Jarropa*, utilizando la alternativa presentada por la guía estratigráfica internacional (Hedberg, 1976; Salvador, 1994) de usar nombres compuestos por tres términos: el primero alusivo al tipo de unidad y el rango (formación), el segundo alusivo al rasgo litológico

más representativo (radiolarítico) y el tercero geográfico del holoestratotipo (Jarropa). Se utiliza el término «radiolarítica» y no directamente «radiolarita» por tratarse de materiales en los que es rara la presencia de radiolaritas propiamente dichas. El nombre geográfico deriva del Barranco de la Jarropa, localizado a 2 km al noroeste del pueblo de Campillo de Arenas (al sur de la provincia de Jaén), relativamente cerca de la autovía, de reciente construcción, de Jaén a Granada. El nombre de «barranco de la Jarropa» figura impreso en la hoja 19-39 (Valdepeñas de Jaén) del mapa topográfico militar de España a escala 1:50.000, así como en el mapa geológico, a la misma escala, editado por el Instituto Geológico y Minero de España.

Petrológicamente, esta formación está constituida por radiolaritas y por arcillas, margas y margocalizas silíceas, junto con calizas pelágicas con radiolarios, según la terminología utilizada por Ruiz-Ortiz *et al.* (1989). El término *radiolarita* se aplica a los lechos competentes que contienen más del 50 % de cuarzo no detrítico procedente de radiolarios; entran, además, a formar parte de dichos lechos cantidades variables de calcita, minerales de la arcilla y hematites. Se trata, pues, de radiolaritas impuras; para hacer referencia a la impureza o impurezas más abundantes puede usarse una clasificación binomial, añadiendo un adjetivo (arcillosa, calcárea o arcilloso-calcárea) al término de radiolarita. Las arcillas, margas y margocalizas silíceas tienen, además de la fracción carbonatada correspondiente a cada caso, entre un 10 y un 50 % de cuarzo no detrítico y de un 35 a un 80 % de minerales de la arcilla; pueden también estar presentes pequeñas cantidades de hematites, así como cuarzo y feldespatos detríticos. Los minerales de la arcilla presentes son esmectita, illita y, localmente en Sierra Elvira (proximidades de Granada), caolinita. La esmectita es más abundante que la illita, si bien existe una clara diferencia entre los niveles de influencia marina y los de influencia continental. Los de clara influencia marina se caracterizan por un alto contenido en esmectita y de sílice de origen biogénico, frente a los de influencia continental que están empobrecidos en sílice biogénica y en los que predomina la illita entre los minerales de la arcilla (Ruiz-Ortiz *et al.*, 1989). Los autores citados presentan una extensa relación de datos geoquímicos procedentes de análisis elemental, así como un estudio sobre la aplicabilidad de distintos índices geoquímicos de frecuente uso en este tipo de depósitos.

La Formación Radiolarítica Jarropa aflora en las Zonas Externas de la Cordillera Bética y más concretamente en el Subbético Medio (fig. 1), uno de los dominios paleogeográficos diferenciados en el

Subbético (Azema *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1980) y caracterizado por la presencia, en el Jurásico medio y superior, de facies pelágicas de un surco subsidente y, en amplios sectores del mismo, de intercalaciones de rocas volcánicas submarinas (Vera, 1988).

Algunas nomenclaturas formales o informales han sido utilizadas previamente para estos materiales en el Subbético Medio o para los fines de otros dominios paleogeográficos dentro del mismo margen continental (Margen Continental Sudibérico). Ruiz-Ortiz (1980) utilizó el término de «Formación de margas radiolaríticas de la Era de la Mesa» para una unidad muy similar a ésta, pero aflorante en otro dominio paleogeográfico (Dominio Intermedio) del Margen Continental Sudibérico y también con elevada subsidencia en el Jurásico medio-superior. Ruiz-Ortiz *et al.* (1989) utilizaron, en el Subbético Medio, el nombre informal de «secuencia radiolarítica», para la unidad que aquí se define formalmente. Rey (1993, págs. 176-177), en la transversal de Caravaca (provincia de Murcia), definió formalmente la «Formación Radiolaritas del Charco» que el propio autor advierte de su carácter provisional y de la falta de un control directo de edad, al no disponer de dataciones con radiolarios. Nieto (1996) utiliza el término informal de «secuencia radiolarítica» previamente usado por Ruiz-Ortiz *et al.* (1989). Otros nombres informales utilizados en trabajos precedentes son: «radiolaritas y margas con radiolarios» (Azema *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1980), «facies radiolaríticas» (O'Dogherty *et al.*, 1989a; García-Hernández *et al.*, 1989; Molina y Vera, 1996a), «facies con radiolarios» (O'Dogherty, 1989; O'Dogherty *et al.*, 1989b) y «radiolaritas calcáreas» y «margas silíceas rojas» (Seyfried, 1979).

El cambio de nombre que en este trabajo se propone, con respecto al de «Formación Radiolaritas del Charco» (Rey, 1993), único término utilizado formalmente en el Subbético Medio, se justifica por tratarse de un estratotipo de mejor calidad de observación, de más fácil acceso, con un detallado control bioestratigráfico (y cronoestratigráfico) y por estar localizado en la transversal de la cordillera en la que esta formación aflora más ampliamente.

La formación aquí definida se dispone, usualmente mediante una paraconformidad, sobre materiales diferentes, ya que con frecuencia en la base hay una laguna estratigráfica de amplitud muy variable. Así en algunos cortes se coloca directamente sobre la Formación Zegrí (Domerienne-Toarciense), constituida por una ritmita de calizas/margas, que suele presentar algunos niveles de facies ammonítico rosso margoso. En otros cortes entre la nueva formación (aquí definida) y la Formación Zegrí (ritmitas de calizas y margas, Lias

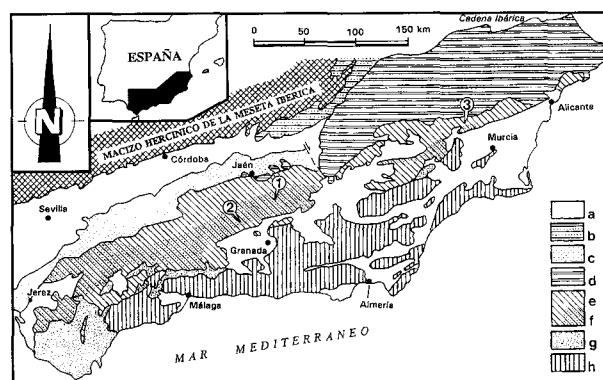


Fig. 1.—Mapa de situación del holoestratotipo y los paraestratotipos de la Formación Radiolarítica Jarropa, en el seno de la Cordillera Bética. 1. Holoestratotipo: Sección estratigráfica del Barranco de la Jarropa (Campillo de Arenas, provincia de Jaén). 2. Paraestratotipo: Sección estratigráfica de Sierra Pelada (provincia de Granada). 3. Paraestratotipo: Sección estratigráfica de la Sierra de Ricote, Unidad de la Bermeja (provincia de Murcia). Leyenda: a. Materiales neógenos y cuaternarios, postorogénicos. b. Cobertera Tabular de la Meseta Ibérica (Triásico-Mioceno). c. Mioceno sinorogénico, incluyendo los olistostromas de procedencia subbética, de las Unidades del Guadalquivir. d+e+f. Zonas Externas de la Cordillera Bética. (d. Prebético; e. Subbético en sentido lato incluyendo Unidades Intermedias; f. Subbético medio.) g. Unidades del Campo de Gibraltar (flyschs alóctonos). h. Zonas Internas de la Cordillera Bética.

medio-superior) se intercalan materiales pelágicos (ritmitas de calizas/margas) del Aalenense, Bajociense y Bathoniense (o de parte de este intervalo) datados con ammonites (Sandoval, 1983), no definidos por el momento como formación. Localmente, en el sector oriental de la cordillera, se dispone sobre la Formación Ricote (Nieto, 1996), del Bajociense p.p.-Bathoniense p.p. constituida por calizas con sílex, calizas margosas y margas, caracterizada por presentar intercalaciones calcareníticas turbidíticas. En muy pocas localidades (ver por ejemplo las localidades Jarandilla-Hachazo y alrededores de Algarinejo, en el trabajo de Ruiz-Ortiz *et al.*, 1989) esta formación se reconoce directamente sobre rocas volcánicas submarinas y/o brechas con cantos de rocas volcánicas. En algunos sectores peculiares, relacionados con relieves volcánicos del inicio del Jurásico medio, se dispone directamente sobre calizas oolíticas, propias de medios marinos someros, análogas a las de la Formación Camarena (Molina, 1987), datadas como Bajociense-Bathoniense.

Sobre la nueva formación, que aquí se define, en la mayoría de los cortes se dispone la Formación Milanos recientemente definida formalmente (Molina y Vera, 1996a) del Kimmeridgiense-Tithónico, constituida por calizas micríticas con sílex y margas, en las que se intercalan numerosos niveles de calcilimolitas o calcarenitas con *hummocky cross-*

stratification, interpretados como depósitos de tormentas (Molina y Vera, 1996b).

La Formación Radiolarítica Jarropa (que se define aquí) presenta gran analogía con la formación *Calcari Diasprigni* del Jurásico superior de los Apeninos de Italia central (McBride y Folk, 1979; Colacicchi *et al.*, 1988; Cresta *et al.*, 1988; Baumgartner, 1990; Bartolini *et al.*, 1995), con la «*Lastva Radiolarite*» de los Dinárides en Montenegro (Goricani, 1995) y con la unidad informal de «*radiolaritas*» en los Apeninos de Italia central y los Dinárides de Albania (Farinacci, 1988) y de los Cárpatos (Misik *et al.*, 1991; Birkenmajer y Widz, 1995). En la cuenca lombarda de los Alpes Meridionales se ha definido una unidad análoga (*Selcifero Lombardo*) en la que Winterer y Bosellini (1981) diferenciaron un tramo inferior verde (*Ribbon radiolarites*) y otro superior rojo (*Knobby radiolarites*). En la misma región Baumgartner *et al.* (1995b) denominan a esta unidad «*Radiolariti Formation*» (incluida en el «grupo Selcifero») y dentro de ella distinguen un miembro inferior verde y un miembro superior rojo. Igualmente presenta analogía con unidades, del Jurásico superior, aflorantes en otras cadenas alpinas, correspondientes a los antiguos márgenes continentales pasivos del Tethys durante el Mesozoico (Jenkyns y Winterer, 1982; Baumgartner, 1987; De Wever, 1989; De Wever y Baudin, 1996).

La formación presenta analogía litológica con las «radiolaritas» depositadas sobre antiguos fondos oceánicos, con sustrato de corteza oceánica, reconocidas directamente sobre ofiolitas en algunas cadenas alpinas (Alpes, Apeninos y Helénides) y con los fangos de radiolarios actuales de los fondos oceánicos. Sin embargo, hay una diferencia neta, ya que en estas últimas, antiguas o modernas, no hay carbonatos (razón por la cual se interpretan como depósitos por debajo del CCD), mientras que en las depositadas en áreas con sustrato de corteza continental los carbonatos están siempre presentes e, incluso, son abundantes por lo que su relación con el CCD es, al menos, muy dudosa.

La presencia de depósitos similares y con una edad semejante, en muy diversas regiones de los dominios alpinos, tanto depositadas en áreas con sustrato de corteza continental como de corteza oceánica, ha llevado a algunos autores (De Wever *et al.*, 1994; De Wever y Baudin, 1996) a considerar que el Jurásico medio-superior constituyó un intervalo de tiempo especialmente favorable para el depósito de rocas silíceas biogénicas. Para el caso del Tethys, además, contribuyó su paleogeografía ya que se localizaba en una región tropical en la que habría una alta fertilidad de los radiolarios (Jenkyns y Winterer, 1982; Hein y Obradovic, 1987; Einsele, 1992).

Holoestratotipo

La unidad litoestratigráfica, que se define con rango de formación, aflora ampliamente en el Subbético Medio. Con mucha frecuencia presenta una mala calidad de observación, debido al intenso cultivo y al carácter relativamente blando, en especial, de su parte superior, arcillosa rojiza. Los mejores cortes se tienen en las trincheras de las carreteras o los caminos de reciente construcción. Para la elección del corte del holoestratotipo se han combinado: a) la calidad de observación; b) la facilidad de acceso; c) la posible continuidad estratigráfica con los términos infrayacentes y suprayacentes; d) la existencia de estudios bioestratigráficos detallados previos.

Se establece como holoestratotipo de esta formación el corte del Barranco de la Jarropa, localizado al noroeste del pueblo de Campillo de Arenas (sur de la provincia de Jaén), y al que se accede por un camino rural que sale del citado pueblo por el noroeste y pasa por debajo de la autovía Granada-Jaén. El corte está en el talud del propio camino rural, a 1 km al este de la autovía, y sus coordenadas UTM son VG 464578. En las cercanías hay otros cortes complementarios que facilitan su reconocimiento.

La sección estratigráfica de esta formación en este corte se ha publicado previamente por Sandoval (1983) con dataciones con ammonites de los materiales infrayacentes, O'Dogherty (1989) y O'Dogherty *et al.* (1989b) con dataciones a partir de los radiolarios y O'Dogherty *et al.* (1989a) con dataciones de radiolarios y nannoplancton calcáreo.

El límite de esta formación, con los materiales infrayacentes, en el holoestratotipo es menos neto que en los dos paraestratotipos, ya que en esta sección se trata de una transición vertical de facies, con aparente continuidad estratigráfica o de paraconformidad solamente detectable mediante criterios bioestratigráficos. Los materiales infrayacentes están constituidos por una ritmita de calizas y margas, con espesor de los ritmos individuales de 1-3 m. Los niveles calizos presentan una pátina parda debida al contenido en sílice, de manera semejante a las calizas radiolaríticas de la formación que aquí se define. Los criterios seguidos para marcar el límite inferior de la formación son: 1. La desaparición de los ritmos de escala métrica, que se sustituyen por otros de escala decimétrica. 2. La abundancia de niveles milimétricos o centimétricos constituidos masivamente por radiolarios. 3. La presencia de numerosos niveles de calizas silicificadas (radiolaríticas).

Dentro de esta formación, en el holoestratotipo (como en la mayoría de los afloramientos) se dife-

rencian netamente dos miembros (fig. 2): uno inferior (*miembro de radiolaritas y margas síliceas, verdes*) y otro superior (*miembro de arcillas y margas síliceas, rojas*). Generalmente este segundo presenta unas condiciones de observación peores que el primero, debido a su carácter predominantemente arcilloso y al intenso cultivo en sus afloramientos.

El límite superior de la formación, en el holoestratotipo, es muy neto ya que se establece en un cambio litológico brusco, entre las arcillas y margas síliceas rojas del miembro superior y la Formación Milanos, constituida por calizas con sílex y margas, blancas, bastante más resistentes a la erosión.

Miembro inferior (Miembro de radiolaritas y margas síliceas, verdes)

Tiene 42 m de espesor y presenta varios pliegues (anticlinales y sinclinales) que dificultan, en parte, el levantamiento de una sección estratigráfica detallada. Sin embargo, la observación minuciosa y el uso de niveles guía permite hacer dicho levantamiento con un margen de error mínimo (fig. 2).

Los 15 m basales son predominantemente margosos y están constituidos por margas y calizas verdes, en los que se diferencian niveles centimétricos de radiolaritas y algunos niveles decimétricos de calizas silicificadas (radiolaríticas) de color verde parduzco. Entre los 15 y 20 m, medidos desde el muro del miembro (y la formación), hay un paquete muy significativo, más resistente a la erosión, formado por radiolaritas calcáreas y calizas radiolaríticas de color pardo.

El resto del miembro está constituido por margas verdes, parcialmente silicificadas, con intercalaciones de calizas silicificadas (radiolaríticas), en bancos decimétricos, y abundantes niveles centimétricos o milimétricos de radiolaritas. Tres metros por debajo del techo del miembro aparecen dos paquetes de 20 y 50 cm de espesor, respectivamente, de margas rojas, que anuncian el cambio que significa el paso al miembro superior.

En el conjunto de este miembro inferior la única estructura sedimentaria visible (aparte de la masiva) es la laminación paralela de algunos niveles (fig. 2). Entre las microfacies de los niveles más carbonatados destaca la presencia de *wackestone* y *mudstone*, con radiolarios (parcial o totalmente calcitizados) y «filamentos» en su mayoría atribuibles a pelecípodos planctónicos. En los niveles centimétricos de radiolaritas (*packstone-grainstone*) se concentran los radiolarios (no alterados), con su composición sílicea originaria y con una buena conservación que permite su separación y estudio.

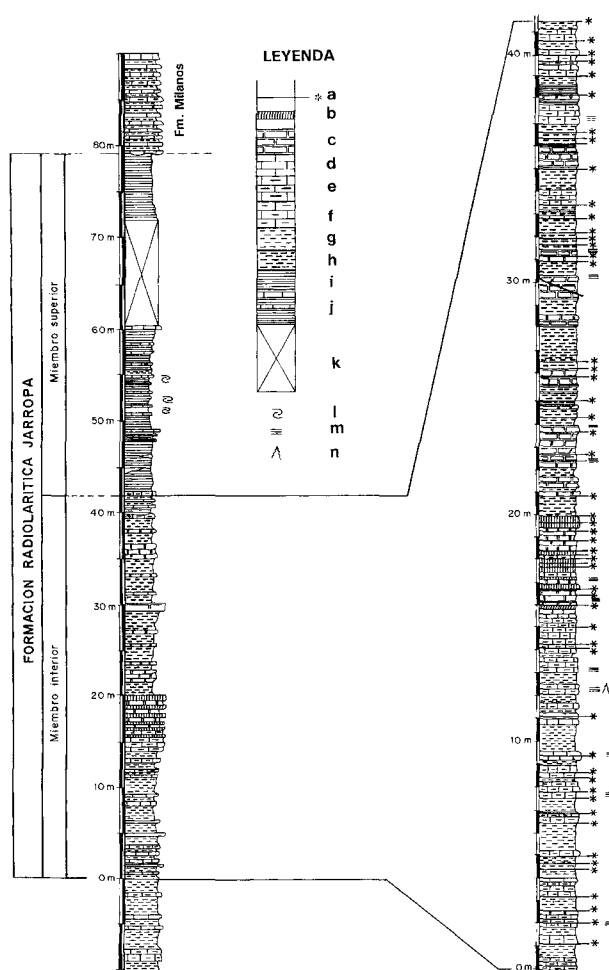


Fig. 2.—Sección estratigráfica del holoestratotipo. Leyenda: a. Niveles centimétricos de radiolaritas. b. Radiolaritas calcáreas. c. Calizas silicificadas (radiolaríticas). d. Calizas micríticas. e. Calizas con sílex. f. Calizas margosas. g. Margas verdes. h. Margas verdes, parcialmente silicificadas. i. Arcillas y margas síliceas, rojas. j. Calizas y margas rojas, síliceas. k. Tramo cubierto. l. *Slumps*. m. Laminación horizontal. n. «Filamentos».

Miembro superior (Miembro de arcillas y margas síliceas, rojas)

Tiene unos 38 m de espesor, de los cuales 12 m quedan ocultos por los suelos y derrubios (fig. 2). Está constituido esencialmente por materiales blandos de color rojo, fácilmente erosionables, que con facilidad se deslizan a favor de las pendientes. Litológicamente dominan las arcillas y margas, ambas de color rojo vináceo, y con un elevado grado de silicificación (incluso hasta el 50 % de sílice). En la mitad inferior del miembro se presentan intercalaciones de calizas, o calizas margosas, silicificadas (radiolaríticas) o de radiolaritas calcáreas, en bancos de espesor decimétrico, en los que con frecuen-

cia se observan estructuras *slump*. En la mitad superior del miembro la homogeneidad litológica (arcillas y margas) es mayor y en ella los deslizamientos a favor de las pendientes actuales son más frecuentes. Localmente aparecen, en este miembro, intercalaciones de niveles centimétricos discontinuos de calizas con *aptychus* y *belemnites*.

Paraestratotipos

Se proponen dos secciones estratigráficas como paraestratotipos, en las que se aporta una información complementaria a la del holoeustratotipo. En todas ellas (paraestratotipos y holoeustratotipo) se cuenta con una información bioestratigráfica, a partir de los radiolarios, de bastante precisión, lo que permitirá la correlación estratigráfica entre las tres secciones. En algunas de las secciones se ha dispuesto de ammonites lo que ha permitido tanto la datación como la correlación entre las biozonas de radiolarios y de ammonites.

Uno de los paraestratotipos propuestos es la sección de Sierra Pelada, localizada en el corte de la carretera Illora a Montefrío, coordenadas VG 192 327, en el borde meridional de la hoja 18-40 (Alcalá la Real), al noreste de la Sierra de Parapanda (fig. 1). Además de los trabajos geológicos regionales en los que se alude a estos materiales, esta formación ha sido objeto de estudios monográficos previos, en este corte, por Ruiz-Ortiz *et al.* (1989), O'Dogherty (1989) y O'Dogherty *et al.* (1989a). La Formación Radiolarítica Jarropa descansa directamente, mediante una paraconformidad sobre un paquete, de 7 m de espesor, de calizas micríticas grises sin fauna de ammonites que se dispone sobre niveles de facies Ammonítico Rosso margoso con abundantes ammonites del Toarciense medio, tanto de la Zona de *Bifrons* como de *Variabilis* (González-Donoso *et al.*, 1971), equivalente a la Zona de *Gradata* (Jiménez y Rivas, 1979).

Las dataciones previas, mediante radiolarios, en la base de la formación (O'Dogherty *et al.*, 1989a) indicaban una edad Calloviense medio, lo que hizo que pensar en una laguna estratigráfica que afecta posiblemente a parte del Toarciense (dependiendo de la edad del nivel calizo sin fósiles) y, con seguridad, al Aalenense, Bajociense, Bathoniense y parte del Calloviense (más de 15 m.a.). Los nuevos muestras realizados con motivo de este trabajo, en dos cortes cercanos, uno el de la citada carretera y el otro localizado 1,5 km al este, en el barranco de Jorvas, y el reestudio de algunas muestras de campañas anteriores con el conocimiento bioestratigráfico actual, indican que la edad de los niveles basales de la formación es Bajociense superior (como se justi-

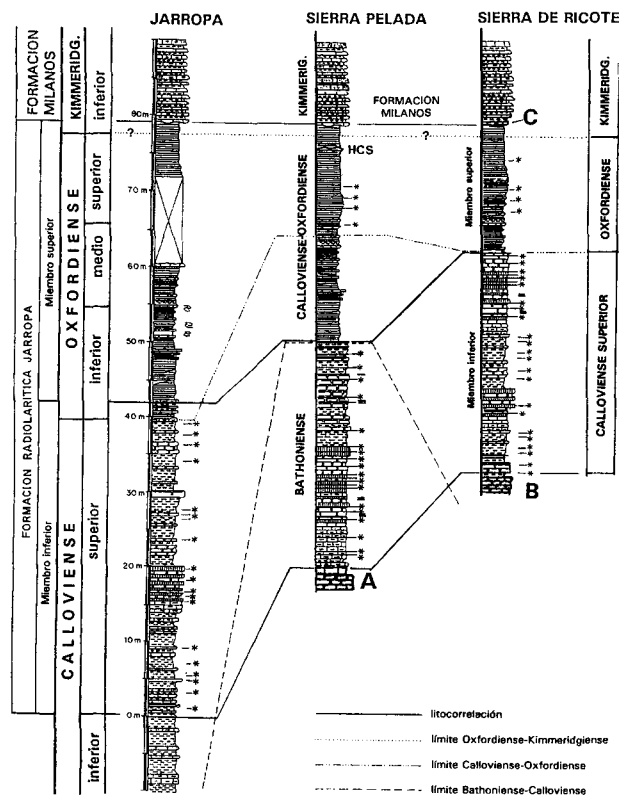


Fig. 3.—Correlación estratigráfica entre el holoeustratotipo y los dos paraestratotipos de la Formación Radiolarítica Jarropa. Leyenda como en figura 2. A. Paquete de calizas nodulosas rojas y margas (facies ammonítico rosso margoso) con abundantes ammonites de edad Toarciense medio (zonas de *Bifrons* y *Gradata*). HCS. Niveles centimétricos o decimétricos de calciclastitas con *hummocky cross-stratification*. B. Calizas nodulosas rojas (ammonítico rosso) con abundante fauna de ammonites del Bathoniense y del Calloviense inferior y medio. C. Nivel de calizas nodulosas con ammonites del Kimmeridgiense inferior.

ficará en el apartado de edad, de este trabajo), lo que indica el carácter heterócrono de la base de la formación, y por consiguiente la variación en la amplitud de la laguna estratigráfica, según los cortes.

En la sección estratigráfica de Sierra Pelada quedan claramente diferenciados los dos miembros de la formación con características litológicas y con espesores ligeramente inferiores a los del holoeustratotipo (fig. 3). Las principales diferencias son: 1) la menor potencia (60 m en total, con unos 30 m cada miembro); 2) la mayor uniformidad litológica (calizas margosas silíceas); 3) la presencia de niveles decimétricos de calcarenitas y calcilimolitas (*grainstone* y *packstone* de peloides y bioclastos) con estructuras de *hummocky cross-stratification*. Estas estructuras se presentan en bancos de calciclastitas decimétricos con el techo con *ripples* de olas, por lo que se puede afirmar sin lugar a dudas

que se trata de tempestitas calcáreas de gran interés para explicar la batimetría del depósito de la formación, como se tratará más adelante.

El otro paraestratotipo propuesto es la sección de la Sierra de Ricote (fig. 1), localizada en una pequeña elevación situada junto al Barranco de Vite, situado a 1,5 km al norte del caserío de La Bermeja, con coordenadas XH 355 247, de la hoja 26-36 (Mula). En los trabajos geológicos regionales este afloramiento se incluye en la denominada «Unidad de La Bermeja», una de las tres unidades tectónicas que Paquet (1969) definió en la Sierra de Ricote. Esta formación ha sido objeto de estudios monográficos previos, en este corte, por Baumgartner (1987), O'Dogherty (1989) y O'Dogherty *et al.* (1989a). La formación presenta una potencia total más reducida que en el holoestratotipo (fig. 3), con un total de 50 m de espesor, de los cuales 30 m corresponden al miembro inferior y 20 al superior. Uno de los rasgos más característicos de este corte es la presencia de un paquete de facies ammonítico rosso con abundantes ammonites, que en el techo han sido datados como Calloviense medio (Sandoval, 1976, 1983; Seyfried, 1978). Este corte no ha sido elegido como holoestratotipo de la formación, pese a las excelentes condiciones de observación, por estar ubicado en un afloramiento de escasa continuidad lateral y en una transversal de la cordillera en la que los afloramientos de la formación son más escasos y reducidos de extensión que en el del sector central de la cordillera en el que se ubica el holoestratotipo.

En este segundo paraestratotipo (Sierra de Ricote) se reconocen claramente los dos miembros, como en el holoestratotipo, teniendo el miembro superior (*Miembro de arcillas y margas silíceas, rojas*) una calidad de afloramiento excepcionalmente buena, en comparación con otros cortes, lo que permite el muestreo nivel a nivel.

Otras secciones estratigráficas de referencia

En los trabajos de la última década (Ruiz-Ortiz *et al.*, 1989; O'Dogherty, 1989; O'Dogherty *et al.*, 1989; O'Dogherty *et al.*, 1995) hay descripciones de una veintena de secciones estratigráficas de esta formación, en las que se reconocen los dos miembros con litologías semejantes a las del estratotipo y en las que las mayores diferencias consisten en cambios de espesor y, especialmente, en cambios en la naturaleza y edad de los materiales infrayacentes. Concretamente Ruiz-Ortiz *et al.* (1989) estudiaron básicamente siete localidades (1. Sierra Elvira; 2. Algarinejo; 3. Sierra Pelada —uno de los paraestratotipos anteriormente descritos—; 4. Zegrí;

5. Jarandilla-Hachazo; 6. Navalcón; 7. Albuniel) estableciendo las principales diferencias entre estas secciones estratigráficas. O'Dogherty (1989) dentro del Subbético Medio estudia cinco secciones estratigráficas (Sierra de Ricote, Sierra Elvira, Sierra Pelada, área de Campillo de Arenas y área de la Martina), O'Dogherty *et al.* (1989, 1995) se centran en cuatro de las secciones de anteriores (Sierra Pelada, Jarropa, La Martina y Sierra de Ricote). La localización exacta de cada una de las localidades aludidas se puede ver con detalle en los trabajos citados.

Fuera del Subbético medio, en materiales pertenecientes a otros dominios paleogeográficos de este mismo margen, localmente afloran términos semejantes en litología y edad a la Formación Radiolarítica Jarropa, por lo que este término litoestratigráfico podría extenderse en su uso a ellos, siempre que se trate de unidades cartografiables (para poder ser consideradas con rango de formación) y que el grado de semejanza así lo aconseje, lo que evidentemente es un criterio subjetivo. El caso más interesante, es sin duda el anteriormente mencionado, correspondiente al Dominio intermedio, en el que aflora una unidad cartografiable semejante en litología y en posición cronoestratigráfica (Fm. de margas radiolaríticas de la Era de Mesa; Ruiz-Ortiz, 1980). Sin embargo, a la vista de las diferencias litológicas, al tratarse de una unidad más carbonatada (menos silícea) y con una diferenciación en dos miembros menos neta, sólo aplicable a la sección de la Grana, se opta por el momento en mantenerla como unidad litoestratigráfica formal, aunque indicando claramente que se trata de depósitos semejantes y localizados dentro del mismo intervalo del tiempo (Bathonense-Kimmeridgiense basal) en el que aparece la Formación Radiolarítica Jarropa.

Edad de la formación

La edad de esta formación hasta finales de la década de los ochenta se estimaba a partir de las dataciones de ammonites en los términos infrayacentes y suprayacentes, considerándola como del «Dogger superior y, especialmente, del Malm inferior» (Azema *et al.*, 1979). La existencia de materiales de edad muy diversa, por debajo de la formación, hacía dudar si se trataba de una laguna estratigráfica de amplitudes muy variables, de una heterocronía de la base de la formación, o de una combinación de ambos factores. El reconocimiento en algunas secciones estratigráficas, como las de la Sierra de Ricote, de niveles con fauna de ammonites del Calloviense medio inmediatamente por debajo de la formación, hace pensar que ésta corres-

ponda al Calloviense p.p., Oxfordiense y, posiblemente, al Kimmeridgiense inferior (Sandoval, 1976; Seyfried, 1978).

A partir de los trabajos de Baumgartner (1987), O'Dogherty (1989), O'Dogherty *et al.* (1989a, b, 1995) se disponen de dataciones muy precisas gracias al estudio de los radiolarios, habiéndose incluso propuesto una biozonación de radiolarios (Baumgartner, 1987) para esta cordillera, correlacionada con las biozonaciones de ammonites de la misma región. Las dataciones permiten, de una manera simple, atribuir, mayoritariamente, el miembro inferior al Calloviense y el miembro superior al Oxfordiense, aunque en detalle hay diferencias, como se tratará más adelante.

La propuesta reciente de una biozonación de radiolarios para el intervalo que comprende desde el Jurásico medio al Cretácico inferior, válida para el conjunto del Tethys, basada en asociaciones unitarias (Baumgartner *et al.*, 1995a) y calibrada con dataciones de otros grupos de fósiles y dataciones radiométricas, ha permitido establecer una escala biocronoestratigráfica muy precisa. Sin embargo la aplicación directa de esta biozonación compuesta por la suma de todos los datos bioestratigráficos de diferentes zonaciones regionales conlleva problemas de difícil solución. En este trabajo se ha optado por utilizar los criterios biocronoestratigráficos de esta zonación, pero combinándolos con los criterios de las zonaciones de Gorican (1994) y Matsuoka (1995), prestando especial interés al reconocimiento de los biohorizontes de aquellas especies que marcan los límites zonales. La reinterpretación de datos previos con esta nueva perspectiva y el estudio de nuevas muestras nos ha permitido obtener las precisiones bioestratigráficas, que se detallan a continuación:

Holoestratotipo

En el holoestratotipo la base de la Formación Radiolarítica Jarropa pasa progresivamente hacia un conjunto de margas y margocalizas ligeramente silíceas (60 m) que presentan pequeños niveles radiolaríticos cuyas asociaciones de radiolarios indican una edad Bajociense superior-Calloviense inferior. La muestra 96-JR-X situada aproximadamente unos 40 m por debajo del límite inferior de la formación ha suministrado la siguiente fauna de radiolarios: *Stichomitra* (?) *takanoensis* AITA, *Archaeodictyomitra amabilis* AITA, *Parahsuum hiconocosta* BAUMGARTNER y DE WEVER, *Protunuma turbo* MATSUOKA, *Palinandromeda depressa* (DE WEVER y MICONNET) y *Unuma latusicostata* (AITA), *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI y KIDO, formas que nos determinan una edad Bajo-

ciense superior. La muestra 96-JR-Y, situada aproximadamente unos 15 m por debajo del límite de la formación, ha proporcionado la siguiente fauna de radiolarios: *Guexella nudata* (KOCHER), *Archaeodictyomitra amabilis*, *Dictyomitrella* (?) *kamoensis*, *Mirifusus guadalupensis* PESSAGNO y *Orbiculiforma* sp. D *sensu* Widz (1991). Esta asociación nos determina una edad Bathoniense superior-Calloviense inferior. En las muestras recogidas de la base del miembro inferior de la formación aparece una rica asociación de radiolarios entre los que se encuentran *Archaeodictyomitra amabilis*, *Guexella nudata*, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA, *Mirifusus guadalupensis*, *Palinandromeda podbielensis* (OZVOLDOVA) y *Pseudoeucyrtis* sp. J *sensu* Conti y Marcucci (1991), los cuales nos determinan una edad Calloviense superior. En la base del miembro superior aparecen *Ristola altissima altissima* (RÜST), *Williriedellum cristallinum* DUMITRICA, *Tetratrabs zealis* (OZVOLDOVA), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA y *Transhsuum okamurai* (MIZUTANI), asociación que nos determina una edad Oxfordiense medio. Los últimos niveles del miembro superior no contienen fauna adecuada para su estudio, aunque justamente en la base de la formación suprayacente (Fm. Milanos) aparece una asociación de radiolarios dominada por: *Podocapsa amphitrep-tera* FOREMAN, *Cinguloturris carpatica*, *Orbiculiforma heilotropica* BAUMGARTNER, *Williriedellum cristallinum* y *Emiluvia oreia* BAUMGARTNER que nos indican una edad comprendida entre el Oxfordiense terminal y el Kimmeridgiense basal.

En resumen, podemos decir que en el holoestratotipo la edad de la Formación Radiolarítica Jarropa está comprendida entre el Calloviense superior y el Oxfordiense terminal o Kimmeridgiense basal. El miembro inferior correspondería al Calloviense superior-Oxfordiense basal y el miembro superior al resto del Oxfordiense.

Paraestratotipos

En las dos secciones estudiadas en el área de Sierra Pelada (primer paraestratotipo) los materiales datados con ammonites situados por debajo de la base de la Formación Radiolarítica Jarropa están constituidos por un tramo de facies ammonítico rosso margoso de edad Toarciense medio (zonas de *Bifrons* y *Gradata*). En la sección del barranco de Jorvas entre el ammonítico rosso y las radiolaritas aparece un tramo de aproximadamente 9 m formado por margas y calizas que alternan con niveles centimétricos formados casi exclusivamente por esqueletos de radiolarios. El último nivel de este tramo pre-

senta una asociación de radiolarios entre cuyas formas más típicas se encuentran: *Stichomitra takanoensis*, *Archaeodictyomitra* (?) *amabilis*, *Palinandromeda praepodbielensis* (BAUMGARTNER) y *Unuma latusicostata*, que permiten datar el Bajociense superior. La paraconformidad cuya laguna estratigráfica comprende el Toarciense superior, Aalenense y gran parte del Bajociense, presumiblemente se localizaría en el techo de los niveles de facies ammonítico rosso, por debajo de este tramo de 9 m de espesor. En el corte del barranco de Jorvas, inmediatamente encima del nivel terminal de este tramo, datado con radiolarios, descansa la Formación Radiolarítica Jarropa, mientras que en el corte de la carretera (1,5 km al oeste) descansa directamente sobre los materiales de facies ammonítico rosso, faltando dicho tramo. En ambos cortes, el nivel basal de la formación ha suministrado la siguiente asociación de radiolarios: *Stichomitra takanoensis*, *Unuma latusicostata*, *Protunuma turbo*, *Linaresia beniderkoulensis* EL KADIRI, *Mirifusus proavus* TONIELLI, *Dictyomitrella* (?) *kamoensis*, *Palinandromeda depressa* y *Parahsuum* (?) *hiconocosta*, que determina el Bajociense superior. La base del miembro superior suministró *Unuma echinatus* ICHIKAWA y YAO, *Guexella nudata*, *Linaresia beniderkoulensis*, *Linaresia chrafatensis* EL KADIRI, *Mirifusus fragilis* BAUMGARTNER, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA y *Palinandromeda praepodbielensis* que indica una edad Bathoniense terminal-Calloviense basal. Esta edad es muy interesante ya que es claramente anterior a la determinada para el mismo límite litoestratigráfico en el holoestratotipo, indicando el carácter heterócrono de dicho límite. La edad del miembro inferior sería por tanto Bajociense terminal-Bathoniense. No se disponen de nuevas dataciones en el seno del miembro superior, pero con los datos de la edad de la base y las dataciones previas (O'Dogherty, 1989) se puede decir que su edad es Calloviense-Oxfordiense. Una nueva datación, en el seno de la formación suprayacente (Fm. Milanos) apoya esta interpretación: en efecto en una muestra situada 38 m por encima del último nivel de la Formación Radiolarítica Jarropa (dentro de la Fm. Milanos) se ha reconocido una asociación de radiolarios, rica y bien preservada, entre cuyas especies más representativas están: *Podocapsa amphitreptera*, *Mirifusus diana minor* BAUMGARTNER, *Pseudodictyomitra carpatica* (LOZYNIAK), *Sethocapsa pseudouterculus* AITA, *Parvicingula cosmoconica* (FOREMAN) y *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA y YAO que nos indican una edad Tithónica inferior, argumento que apoya una cierta isocronía del límite entre las dos formaciones, que se localizaría cercano al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense.

En la sección de Sierra de Ricote (segundo paraestratotipo) la base de la Formación Radiolarítica Jarropa descansa sobre un tramo de calizas nodulosas de edad Calloviense inferior-medio (Sandoval, 1983; O'Dogherty *et al.*, 1995). La fauna de radiolarios encontrada en la base del miembro inferior de la formación, entre los que se encuentran *Palinandromeda podbielensis*, *Tricolocapsa plicarum* MATSUOKA, *Eucyrtidiellum unumaense*, *Perispyridium ordinarium* (PESSAGNO), *Mirifusus chenoedes* (RENZ), *Pseudoeucyrtis* sp. J, *Cinguloturris carpatica*, *Emiluvia orea*, *Williriedellum* sp. A *sensu* Matsuoka (1983) y *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA), nos precisa una edad Calloviense terminal-Oxfordiense inferior. En la base del miembro superior hemos encontrado *Eucyrtidiellum ptycum* RIEDEL y SANFILIPPO, *Perispyridium ordinarium*, *Tetratrabs bulbosa* BAUMGARTNER, *Williriedellum cristallinum*, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST) y *Cinguloturris carpatica*; esta asociación es característica del Oxfordiense medio. Los últimos niveles radiolaríticos presentan una asociación de radiolarios con frecuentes formas de *Podocapsa amphitreptera*, *Podobursa spinosa* y *Emiluvia orea* que nos datarían el Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense basal. Sobre ellos, ya en la base de la Formación Milanos, se ha reconocido un nivel de calizas nodulosas con abundante fauna de ammonites del Kimmeridgiense inferior (Sandoval, 1976; Seyfried, 1978; O'Dogherty, 1989; O'Dogherty *et al.*, 1989, 1995) por lo que el límite entre ambas formaciones debe ser cercano al límite entre ambos pisos (Kimmeridgiense-Tithónico), como en las otras secciones estratigráficas.

Génesis

Hay un acuerdo general, en considerar que los sedimentos radiolaríticos, que constituyen esta formación (y las análogas de otros dominios alpinos) se depositaron en un medio pelágico, interpretación que se avala por su biofacies (radiolarios y «filamentos») y su textura micrítica. El término pelágico se utiliza para denominar el medio sedimentario situado mar adentro del borde externo de la plataforma adyacente al continente, sin implicación de una batimetría concreta.

Precisamente la batimetría del depósito de los sedimentos radiolaríticos del Jurásico medio y superior del Tethys ha sido objeto de discusión con posturas muy diferentes debido a la ausencia de criterios paleobatimétricos directos (sedimentológicos o ecológicos). Con frecuencia se han comparado con los sedimentos pelágicos actuales (fangos de radiolarios) y se le han atribuido profundidades

grandes, por debajo del CCD (Garrison, 1974; Bosellini y Winterer, 1975; Winterer y Bosellini, 1981; Ogg, 1981), el cual durante el Jurásico para el Tethys occidental se ha considerado que estaría a unos 2.100-2.500 m de profundidad (Bosellini y Winterer, 1975; Winterer y Bosellini, 1981). Algunos autores (Seyfried, 1979; Jenkyns y Winterer, 1982; Baumgartner, 1987; entre otros) ya cuestionaron estas profundidades y consideraron que el depósito de las facies radiolaríticas ocurrió en áreas dentro del margen continental con un CCD muy somero (Jenkyns y Winterer, 1982; Hein y Obradovic, 1989; Einsele, 1992), por encima del mismo (Ruiz-Ortiz *et al.*, 1989) o desligan el depósito de estas facies con el CCD (Folk en McBride y Folk, 1979; Baumgartner, 1987, 1990; Colacicchi *et al.*, 1988; Cresta *et al.*, 1988; Farinacci, 1988).

Muy recientemente, en los afloramientos de la formación que aquí se define, se han descrito argumentos paleobatimétricos directos (Vera y Molina, 1997) en algunos cortes que permiten precisar la profundidad a la que tuvo lugar el depósito, de esta formación, en este margen continental. El principal argumento es la presencia de intercalaciones de niveles calcareníticos o calcilimolíticos con *hummocky-cross stratification*, que en el techo presenta *ripples* de olas, que indican claramente la acción eventual de las tormentas sobre el fondo marino, lo que ocurre, a menos de 200 m de profundidad. Este argumento se refuerza al ver las facies radiolaríticas, constitutivas de esta formación, implicadas en secuencias de somerización de escala hectométrica que terminan con facies marinas someras o con facies proximales de tempestitas (Vera y Molina, 1997). Por otra parte la presencia, en algunos sectores concretos, de estas facies directamente sobre calizas oolíticas de medios marinos someros (asimilables a la Fm. Camarena) indican aunque de manera indirecta, que la profundidad del depósito no debió ser muy grande.

La presencia, aunque sea local, de facies de medios marinos someros debajo de la Formación Radiolarítica Jarropa y la presencia generalizada de facies relativamente someras por encima (Fm. Milanos; Molina y Vera, 1996a, b) constituyen dos argumentos esenciales para hablar de una profundidad moderada o escasa. Si se aceptara que la Formación Radiolarítica Jarropa se hubiese depositado a unos 2.000 m, esto es, a la profundidad estimada para el CCD durante el Jurásico de estas latitudes, habría que aceptar cambios muy bruscos del nivel del mar (una subida y una bajada, en el muro y techo de la formación, respectivamente) con magnitudes de más de 2.000 m, afectando a amplios sectores del margen continental lo cual es muy poco probable de acuerdo con los modelos usuales de evolución de

los márgenes continentales. Ruiz-Ortiz *et al.* (1989) sólo encuentran lechos totalmente desprovistos de carbonato en dos localidades (Algarinejo y Arbuniel, ver ubicación en el trabajo citado) de las siete que ellos estudian, aunque, en cualquier caso, dichos lechos se intercalan entre calizas silíceas y radiolaritas calcáreas. En el caso de aceptarse que los niveles desprovistos de carbonato se depositaron necesariamente por debajo del CCD, habría que pensar en oscilaciones de más pequeña escala del CCD, si bien no se puede descartar otras causas, tales como que muchas de las diferencias de composición puedan haber sido causadas o, al menos acentuadas, durante la diagénesis. Los autores citados aluden a la actuación de ciclos de dilución y ciclos de productividad, además del efecto diagénético, para explicar diferencias litológicas así como la ritmicidad presente en algunas secciones.

En definitiva se estima que el depósito de la formación en el conjunto de la cuenca pelágica del Subbético ocurrió a pocos centenares de metros de profundidad y se puede afirmar que en algunos sectores incluso estuvo afectada por las olas de tormentas, con los que la profundidad sería de menos de 200 m. Batimetrías similares han sido propuestas para la formación equivalente (*Calcari Diasprigni*) de los Apeninos (Farinacci, 1988). Ruiz-Ortiz (1980, pág. 66) para su «Formación de margas radiolaríticas de la Era de la Mesa» aflorante en el Dominio Intermedio (entre Subbético y Prebético), basándose en la presencia de niveles que interpreta como «capas de tormentas», planteó batimetrías de «la centena o algunas centenas de metros como valores extremos». Einsele (1992, pág. 194), basándose en ideas en parte expuestas previamente por Jenkyns y Winterer (1982), Hein y Parrish (1987) y Hein y Obradovic (1989), considera que en el Tethys, durante el Jurásico medio-superior, habría una zona ecuatorial de alta fertilidad de los radiolarios, lo que unido a que el CCD sería muy somero (según estos autores) permitió la sedimentación de facies radiolaríticas incluso en plataformas subsidentes. Por nuestra parte no podemos afirmar ni negar que el depósito estuviese controlado por el CCD, pero lo que sí se puede decir es que en el caso afirmativo éste sería extraordinariamente somero.

Conclusiones

Se define formalmente la Formación Radiolarítica Jarropa en los materiales pelágicos del Jurásico del Subbético, en especial del Subbético Medio. Se estudia, con el máximo detalle, litoestratigráfico y bioestratigráfico, el holoestratotipo (barranco de la Jarropa) y dos paraestratotipos (Sierra Pelada y Sie-

rra de Ricote). Se definen formalmente, además, dos miembros dentro de la formación: uno inferior (*miembro de radiolaritas y margas silíceas, verdes*) y otro superior (*miembro de arcillas y margas silíceas, rojas*), que se reconocen en la mayoría de los afloramientos de esta formación en el Subbético.

La edad de la formación y de sus miembros se establece mediante radiolarios correspondiendo, en el holoestratotipo, el miembro inferior al Callovienense superior y Oxfordiense basal y el miembro superior al resto del Oxfordiense.

En otras secciones estratigráficas, incluido uno de los paraestratotipos (Sierra Pelada), la edad de la base de la formación es más antigua (Bajociense terminal) constatándose una marcada heterocronía. A partir de las dataciones, con ammonites y/o radiolarios, de los materiales infrayacentes a esta formación y los de la extrema base de la misma, se pone de manifiesto la presencia, en la mayoría de los cortes, de una laguna estratigráfica de amplitud muy variable, que en algunas secciones estratigráficas supera los 15 millones de años.

Se ponen de manifiesto diferencias notables en la edad del límite entre los dos miembros de esta formación, que oscilan desde el Oxfordiense inferior (en el holoestratotipo) al Calloviense inferior (en Sierra Pelada), siendo por tanto un límite heterócrono. Para el techo de la formación se disponen de menos precisiones de edad pero todos los datos confluyen en que debe coincidir, al menos de manera aproximada, con el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense o estar en el Kimmeridgiense basal, sin que se tengan pruebas sobre una posible heterocronía.

Esta formación se depositó en un medio marino pelágico, alejado de costas, pero con profundidad moderada (pocas centenas de metros) o escasa (menos de 200 m), como se deduce de las relaciones laterales y verticales de facies, en especial por la presencia de intercalaciones de tempestitas calcáreas en el miembro superior y/o en los materiales suprayacentes, con los que muestra una continuidad estratigráfica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye una parte de los resultados obtenidos en los proyectos de investigación PB-93-1150 y PB-94-04786 financiados por la Dirección General de Investigación Científica y Técnica, organismo al que se agradece su ayuda. Los autores agradecen los comentarios constructivos de los revisores de la revista.

Referencias

Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J. M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A. C., Rivas, P., y Vera, J. A. (1979). *Las microficies del Jurásico y Cretácico de*

las Cordilleras Béticas, Secretariado de Publicaciones de la Univ. de Granada, 83 págs.

- Bartolini, A., Baumgartner, P. O., y Mattioli, E. (1995). Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy of the Colle Bertone and Terminilietto Sections (Umbria-Marche-Sabina Apennines, Central Italy): an Integrated Stratigraphic Approach. En: P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillecuit y P. de Wever (eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology*, Mémoires de Géologie, Lausanne, 23, 817-832.
- Baumgartner, P. O. (1987). Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. *Eclogae Geol. Helv.*, 80, 831-879.
- Baumgartner, P. O. (1990). Genesis of Jurassic Tethyan Radiolarites - the Example of Monte Nerone (Umbria-Marche Apennines). *Atti II Conv. Int. «Fossili, Evoluzione, Ambiente»*, Pergola, 7-30.
- Baumgartner, P. O., Bartolini, A., Carter, E. S., Conti, M., Cortese, G., Danelian, T., De Wever, P., Dumitrica, P., Dumitrica-Jud, R., Gorican, S., Guex, J., Hull, D. M., Kito, N., Marcucci, M., Matsouka, A., Murchey, B., O'Dogherty, L., Savary, J., Vishnevskaya, V., Widz, D., y Yao, A. (1995a). Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys Based on Unitary Associations. En: P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillecuit y P. de Wever (eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology*, Mémoires de Géologie, Lausanne, 23, 1013-1048.
- Baumgartner, P. O., Martire, L., Gorican, S., O'Dogherty, L., Erba, E., y Pillecuit, A. (1995b). New Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites and nannofossils from the Southern Alps (Northern Italy). En: P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillecuit y P. de Wever (eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology*, Mémoires de Géologie, Lausanne, 23, 737-749.
- Birkenmajer, K., y Widz, D. (1995). Biostratigraphy of Upper Jurassic radiolarites in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. En: P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillecuit y P. de Wever (eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology*, Mémoires de Géologie, Lausanne, 23, 889-896.
- Bosellini, A., y Winterer, E. L. (1975). Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model. *Geology*, 3, 279-282.
- Colacicchi, R., Nocchi, M., Parisi, G., Monaco, P., Baldanza, A., Cresta, S., y Pallini, D. (1988). Palaeoenvironmental analysis from Lias to Malm (Corniola to Maiolica Formations) in the Umbria-Marche Basin, Central Italy (Preliminary report). 2.nd *International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, INIC, Lisboa, 2, 717-728.
- Conti, M., y Marcucci, M. (1991). Radiolarian assemblage in the Monte Alpe cherts at Ponte di Lagoscuro, Val Graveglia (eastern Liguria, Italy). *Eclogae Geol. Helv.*, 84, 791-817.
- Cresta, S., Cecca, F., Santantonio, M., Pallini, G., Brönnimann, P., Baldanza, A., Colacicchi, R., Monaco, P., Nocchi, M., Parisi, G., y Venturi, F. (1988). Stratigra-

- phic correlations in the Jurassic of the Umbria-Marche Apennines (central Italy). *2.nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, INIC, Lisboa, 2, 729-744.
- De Wever, P. (1989). Radiolarians, radiolarites and Mesozoic paleogeography of the circum-Mediterranean Alpine Belts. En: J. R. Hein y J. Obradovic (eds.), *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*, Springer-Verlag, Nueva York, 31-49.
- De Wever, P., Azema, J., y Fourcade, E. (1994). Radiolaires et radiolarites: production primaire, diagenèse et paléogéographie. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 18, 315-379.
- De Wever, P., y Baudin, F. (1996). Palaeogeography of radiolarite and organic-rich deposits in Mesozoic Tethys. *Geol. Rundschau*, 85, 310-326.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary Basins. Evolution, facies, and sediment budget*, Springer-Verlag, Berlín, 628 págs.
- Farinacci, A. (1988). Radiolarites in a few Tethyan Lacunose sequences and their relation to the Late Jurassic ophiolite event. *2.nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, INIC, Lisboa, 2, 835-854.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., y Vera, J. A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnbouw*, 59, 155-168.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Martín-Algarra, A., Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P. A., y Vera, J. A. (1989). Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuader. Geol. Ibérica*, 13, 35-52.
- Garrison, R. E. (1974). Radiolarian cherts, pelagic limestones, and igneous rocks in eugeosyncline assemblages. En: K. J. Ksi y H. C. Jenkyns (eds.), *Pelagic Sediments: On Land and under the Sea*, IAS, Public. esp. 1, 367-399.
- González-Donoso, J. M., Rivas, P., y Vera, J. A. (1971). La serie liásica de Sierra Pelada (Zona Subbética, N. de Granada). *Cuader. Geol. Ibérica*, 2, 205-226.
- Gorican, S. (1994). Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). *Mémoires de Géologie*, Lausanne, 18, 1-120.
- Gorican, S. (1995). Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Budva Zone (Dinarides, Montenegro). En: P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillevuit y P. de Wever (eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology*, Mémoires de Géologie, Lausanne, 23, 847-863.
- Hedberg, H. D. (ed.) (1976). *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*, John Wiley and Sons, Inc., Nueva York. (Traducida al castellano: *Guía estratigráfica internacional. Guía para la clasificación terminológica y procedimientos estratigráficos*, Reverté, Barcelona, 1980, 205 págs.)
- Hein, J. R., y Parrish, J. P. (1987). Distribution of siliceous deposits in space and time. En: J. R. Hein (ed.), *Siliceous sedimentary rock-hosted ores and petroleum*, Van Nostrand Reinhold, Nueva York, 10-57.
- Hein, J. R., y Obradovic, J. (1989). Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions (introduction). En: J. R. Hein y J. Obradovic (eds.), *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*, Springer-Verlag, Nueva York, 1-17.
- Jenkyns, H. C., y Winterer, E. L. (1982). Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 60, 351-375.
- Jiménez, A., y Rivas, P. (1979). El Toarciense en la Zona Subbética. *Cuadernos de Geología*, 10, 397-411.
- Matsuoka, A. (1983). Middle and late Jurassic radiolarian biostratigraphy in the Sakawa and adjacent areas, Shikoku, Southwest Japan. *J. Geosciences*, 26, 1-48.
- Matsuoka, A. (1995). Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian occurrences in Japan and the Western Pacific (ODP Sites 800-801). En: P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillevuit y P. de Wever (eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology*, Mémoires de Géologie, Lausanne, 23, 937-966.
- McBride, E. F., y Folk, R. L. (1979). Features and origin of Italian Radiolarites deposited on continental crust. *J. Sediment. Petrol.*, 49, 837-868.
- Misik, M., Jablonsky, J., Ozvoldova, L., y Halasova, E. (1991). Distal turbidites with pyroclastic material in Malmian Radiolarites of the Pieniny Klippen belt (Western Carpathians). *Geol. Carpathica*, 42, 341-360.
- Molina, J. M. (1987). *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*, tesis doctoral, Univ. Granada, 518 págs.
- Molina, J. M., y Vera, J. A. (1996a). La Formación Milanos en el Subbético Medio (Jurásico superior): definición y descripción. *Geogaceta*, 20, 35-38.
- Molina, J. M., y Vera, J. A. (1996b). Tempestitas en el Subbético medio (Fm. Milanos, Jurásico superior). Sus características y facies relacionadas. *Geogaceta*, 20, 56-59.
- Nieto, L. M. (1996). *La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*, tesis doctoral, Univ. Granada, 556 págs. (inédita).
- O'Dogherty, L. (1989). *Bioestratigrafía y Paleontología de las facies con radiolarios del Jurásico Medio-Superior de la Cordillera Bética*, tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 154 págs. (inédita).
- O'Dogherty, L., Aguado, R., Sandoval, J., y Martínez-Gallego, J. (1989a). Datos bioestratigráficos de las facies radiolaríticas del Jurásico del Subbético Medio. *Cuader. Geol. Ibérica*, 13, 53-65.
- O'Dogherty, L., Sandoval, J., Martín-Algarra, A., y Baumgartner, P. O. (1989b). Las facies con radiolarios del Jurásico subbético (Cordillera Bética, Sur de España). *Rev. Soc. Mex. Paleont.*, 2, 70-77.
- O'Dogherty, L., Baumgartner, P. O., Sandoval, J., Martín-Algarra, A., y Pillevuit, A. (1995). Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites from the Subbetic Realm (Southern Spain). En: P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillevuit y P. de Wever (eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology*, Mémoires de Géologie, Lausanne, 23, 717-724.
- Ogg, J. G. (1981). Middle and Upper Jurassic Sedimentation history of the Trento Plateau (Northern Italy). En: A. Farinacci y S. Elmi (eds.), *Proc. Rosso Ammonitico Symposium*, Ed. Tecnoscienza, Roma, 479-503.
- Paquet, J. (1969). Etude géologique de l'Ouest de la Province de Murcie (Espagne). *Mem. Soc. Geol. France*, 48, 1-270.

- Rey, J. (1993). *Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y Cretácico en la transversal de Caravaca Vélez-Rubio*, tesis doctoral, Univ. Granada, 460 págs.
- Ruiz-Ortiz, P. A. (1980). *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril, prov. de Granada, y Jaén)*, tesis doctoral, Univ. Granada, 272 págs.
- Ruiz-Ortiz, P. A., Bustillo, M. A., y Molina, J. M. (1989). Radiolarite sequences of the Subbetic, Betic Cordillera, Southern Spain. En: J. R. Hein y J. Obradovic (eds.), *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*, Springer-Verlag, Nueva York, 227-253.
- Salvador, A. (ed.) (1994). *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure* (2.^a ed.), IUGS, Ed. Geological Society of America, Inc., Boulder, Colorado, 214 págs.
- Sandoval, J. (1976). *Estudio geológico (Paleontológico) de la Sierra de Ricote en la región de Mula, provincia de Murcia*, tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 155 págs. (inérita).
- Sandoval, J. (1983). *Bioestratigrafía y Paleontología (Stephanoceratacea y Perisphinctacea) del Bajocense y Bathonense de las Cordilleras Béticas*, tesis doctoral, Univ. Granada, 613 págs.
- Seyfried, H. (1978). Der subbetiche Jura von Murcia (Südost-Spanien). *Geolog. Jahrbuch*, 29, 3-201.
- Seyfried, H. (1979). Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas orientales. *Cuader. Geol.*, 10, 317-348.
- Vera, J. A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 373-391.
- Vera, J. A. (1994). *Estratigrafía. Principios y métodos*, Ed. Rueda, Madrid, 806 págs.
- Vera, J. A., y Molina, J. M. (1997). Shallowing-upward cycles in pelagic troughs (Upper Jurassic, Subbetic, Southern Spain). *Sedimentary Geology* (en prensa).
- Widz, D. (1991). Les radiolaires du Jurassique supérieur des radiolarites de la zone des Klippes de Pieniny (Carpathes occidentales, Pologne). *Revue Micropaléontologie*, 34, 231-260.
- Winterer, E. L., y Bosellini, A. (1981). Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65, 304-421.

Recibido el 19 de febrero de 1997.
Aceptado el 17 de abril de 1997.