



Bioestratigrafía y evolución ambiental del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria. Cadena Ibérica Oriental)

Cambrian biostratigraphy and environmental evolution of the Borobia area (Province of Soria, Oriental Iberian Chain, Spain)

GAMEZ, J. A., FERNANDEZ-NIETO, C., GOZALO, R., LIÑAN, E., MANDADO, J. y PALACIOS, T.

Se estudian dos secciones estratigráficas en los afloramientos cámbricos más septentrionales de la Cadena Ibérica Oriental, las cuales incluyen a las formaciones Jalón, Ribota, Huérmeda, Daroca, Valdemiedes, Murero y Acón.

Los datos estratigráficos, mineralógicos, petrológicos y paleontológicos sugieren la existencia de tres geoventos de tipo eustático. El primero de ellos (Transgresión del Cámbrico inferior) comienza con depósitos litorales en condiciones áridas y ambiente oxidante, para evolucionar a un medio sublitoral carbonatado y posteriormente a otro de plataforma siliciclástica abierta. El segundo geovento (Regresión Hawke Bay) estaría representado por las areniscas y lutitas de la Formación Daroca. El inicio del tercer geovento (transgresión generalizada del Cámbrico medio) produce la instauración de una plataforma mixta (terrígeno-carbonatada) con pulsos regresivos asociados, representados por la base de la Formación Acón.

La presencia de los trilobites *Strenuaeva incondita*, *Acadolenus* sp., *Asturiaspis inopinatus*; *Paradoxides (Eccaparadoxides) sulcatus*; *P. (Ecc.) rouvillei*, *P. (Ecc.) barchyrhachis*, *Badulesia tenera*, *Badulesia paschi*, *Badulesia granieri*, *Solenopleuropsis verdiagana*, *Solenopleuropsis truncata* y *Pardailhaina* sp.; junto a los acritarcos *Skiagia ciliosa*, *Heliosphaeridium dissimulare*, *Archaeodiscina umbonulata*, *Cristallinium cambriensis*, *Eliasum llaniscum*, *Timofeevia fosforitica* y *Timofeevia lancarae* sugiere que los pisos Marianense, Bilbiliense, Leonense y Caesaraugustense del Cámbrico inferior-medio están representados. Estos datos paleontológicos permiten una primera comparación entre la biozonación española de trilobites y la de acritarcos, y proceder así a la correlación de los materiales del Cámbrico inferior y medio de la Península Ibérica con los de la Plataforma Oriental Europea.

Palabras clave: Cámbrico inferior-medio, trilobites, acritarcos, geoventos.

Two stratigraphical sections from the more septentrional Cambrian outcrops of the Oriental Iberian Chain are studied, including the Jalón, Ribota, Huérmeda, Daroca, Valdemedes, Murero and Acón formations (Lower-Middle Cambrian). The stratigraphical, mineralogical, petrological and paleontological data suggest the presence of three eustatic geoevents. The first one (Lower Cambrian Transgression) started with litoral deposits on arid and oxidant conditions that changed to sublitoral deposits (carbonate shelf) and posteriorly to an open siliciclastic shelf. The second eustatic geoevent (Hawke Bay Regression) is represented by the sandstones and lutites of the Daroca formation. The third geoevent (Middle Cambrian Transgression) began with the establishment of a mixed shelf (terrigenous-carbonated) and shows some regressive pulses represented by the basal levels of the Acón Formation.

The presence of the trilobites *Strenuaeva incondita*, *Acadolenus* sp., *Asturiaspis inopinatus*, *Paradoxides (Eccaparadoxides) sulcatus*, *P. (Ecc.) rouvillei*, *P. (Ecc.) barchyrhachis*, *Badulesia tenera*, *Badulesia paschi*, *Badulesia granieri*, *Solenopleuroopsis verdiagana*, *Solenopleuroopsis truncata* and *Paradaulbania* sp.; and the acritarchs *Skiagia ciliosa*, *Heiosphaeridium dissimulare*, *Archaeodiscina umbonulata*, *Cristallinium cambriensis*, *Eliasum llaniscum*, *Timofeevia fosforitica* and *timofeevia lancarae* suggest a Lower-Middle Cambrian age (Marianian to Caesaraugustian stages). These biostratigraphical data allow a comparison between the trilobite and acritarch biozonations for the first time in Spain as well as the correlation of the Península Ibérica's Lower-Middle Cambrian materials with the East European Platform ones.

Key words: Lower-Middle Cambrian, trilobites, acritarch, geoevents.

GAMEZ, J. A., FERNANDEZ-NIETO, C., LIÑAN, E. y MANDADO J. (Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009-ZARAGOZA). GOZALO, R. (Departamento de Geología. Facultad de Biología. Universidad de Valencia. 46100-BURJASOT (VALENCIA)). PALACIOS, T. (Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Extremadura. 06071-BADAJOS).

NOTA. Este trabajo es una contribución al proyecto PB86-0181 de la DGICYT.

INTRODUCCION

Este trabajo se enmarca dentro de un amplio proyecto de investigación del Cámbrico inferior y medio de la Cadena Ibérica Oriental de planteamiento pluridisciplinar (paleontológico, lito y bioestratigráfico, petrológico, mineralógico, geoquímico y estructural), algunos de cuyos resultados pueden verse en este mismo volumen (MANDADO y TENA, 1991). Con esta contribución se pretende caracterizar lito y bioestratigráficamente las formaciones cámbricas de

los alrededores de Borobia (provincia de Soria), así como exponer sus rasgos petrológicos y mineralógicos fundamentales. Se encuentran actualmentene en preparación trabajos especializados en la paleontología (acritarcos), petrología y mineralogía de estos materiales.

Las técnicas de laboratorio específicas empleadas por el equipo investigador han sido las de extracción de microfósiles de pared orgánica y su observación con microscopio óptico, técnicas petrográficas convencionales complementadas con análisis en cato-

doluminiscencia de luz fría, análisis geoquímico de la fracción carbonatada, difracción de rayos X, scanning con EDAX incorporado y microsonda electrónica.

Los afloramientos cámbricos del bloque de Borobia se localizan en el extremo septentrional de la Cadena Ibérica Oriental, siendo geográficamente los más próximos a los de la Sierra de la Demanda que están situados a unos cien kilómetros al NE.

Desde un punto de vista geológico, el área estudiada se incluye dentro de la alineación de afloramientos más orientales de la Unidad de Badules (LOTZE, 1929, GÓZALO & LIÑAN, 1988), que está separada de los afloramientos occidentales por la Depresión de Calatayud-Teruel.

Ya dentro de la Unidad de Badules, en el área de Borobia pueden diferenciarse, de noroeste a sureste, dos bloques estructurales separados entre sí por un importante accidente tectónico: el bloque de Toranzo y el bloque de Tablado. En el primero afloran esencialmente materiales de las formaciones Cuarcita de Bámbola y Capas de Embid, correspondientes al Cámbrico basal. En el segundo lo hacen las formaciones Capas de Embid, Capas Abigarradas del Jalón, Dolomía de Ribota, Pizarras de Huérmeda, Arenisca de Daroca, Capas de Valdemedes, Capas de Murero y Capas de Acón. El estudio se ha desarrollado en el extremo noroccidental del bloque de Tablado, en el denominado sinclinal del Arroyo de la Virgen (ESNAOLA, 1973), situado al NNE de Borobia (Fig. 1).

El material paleontológico y las coordenadas de los yacimientos se encuentran depositados en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza con las siglas MPZ-7848 a MPZ-7862, y Bo₁ y Bo₃ respectivamente.

ANTECEDENTES

La primera cita de materiales cámbricos en el área de Borobia se debe a DONAYRE

(1873), quien cita el «Siluriano» como una prolongación del de la Provincia de Zaragoza; posteriormente PALACIOS (1890) describe una serie sintética, con 1.200 m de potencia, que asigna también al Siluriano. LOTZE (1929) describe una serie que comprende desde las Capas Abigarradas del Jalón hasta el Cámbrico Superior y reconoce que la Cuarcita de Daroca tiene un menor contenido en arena y no llega a formar ningún nivel compacto en el área; también cita una rica fauna de trilobites en las Capas de Murero. Estas ideas las mantendrá en su trabajo de 1961. RICHTER (1930) en el estudio estructural de la región comprendida entre las Cadenas Ibéricas y la Sierra de la Demanda considera la estructura del Paleozoico del área como un «semihorst». HERNANDEZ SAMPELAYO (1935) critica el trabajo de LOTZE (1929) y plantea la ausencia de Cámbrico inferior; de todos modos considera todo el área como Cambriana.

Tras esta primera etapa en que todos los estudios correspondieron a regiones amplias, se van a producir ya trabajos más puntuales que fundamentalmente se centrarán en el área. Así, QUARCH (1967) realiza un cartografía a escala 1:25.000, con perfiles sintéticos detallados de los materiales desde la Cuarcita de Bámbola hasta la parte inferior de las Capas de Ateca (= tramo intermedio de la Formación Acón); además de los niveles ya conocidos con fauna en las Capas de Murero cita el icnogénero *Astropolitbon* en las Capas de Embid y trilobites en las Pizarras de Huérmeda y las Capas de Murero. SCHMIDT-THOMÉ (1973) cartografía la zona y realiza un preciso estudio estratigráfico que va desde las Capas del Jalón hasta la Arenisca de Daroca. Por último, ESNAOLA *et al.*, (1973) en la realización de las hojas MAGNA señalan en el área materiales que van desde el Cámbrico inferior al superior, configurados en un sinclinal de dirección N-S, y citando faunas de trilobites en el Cámbrico medio.

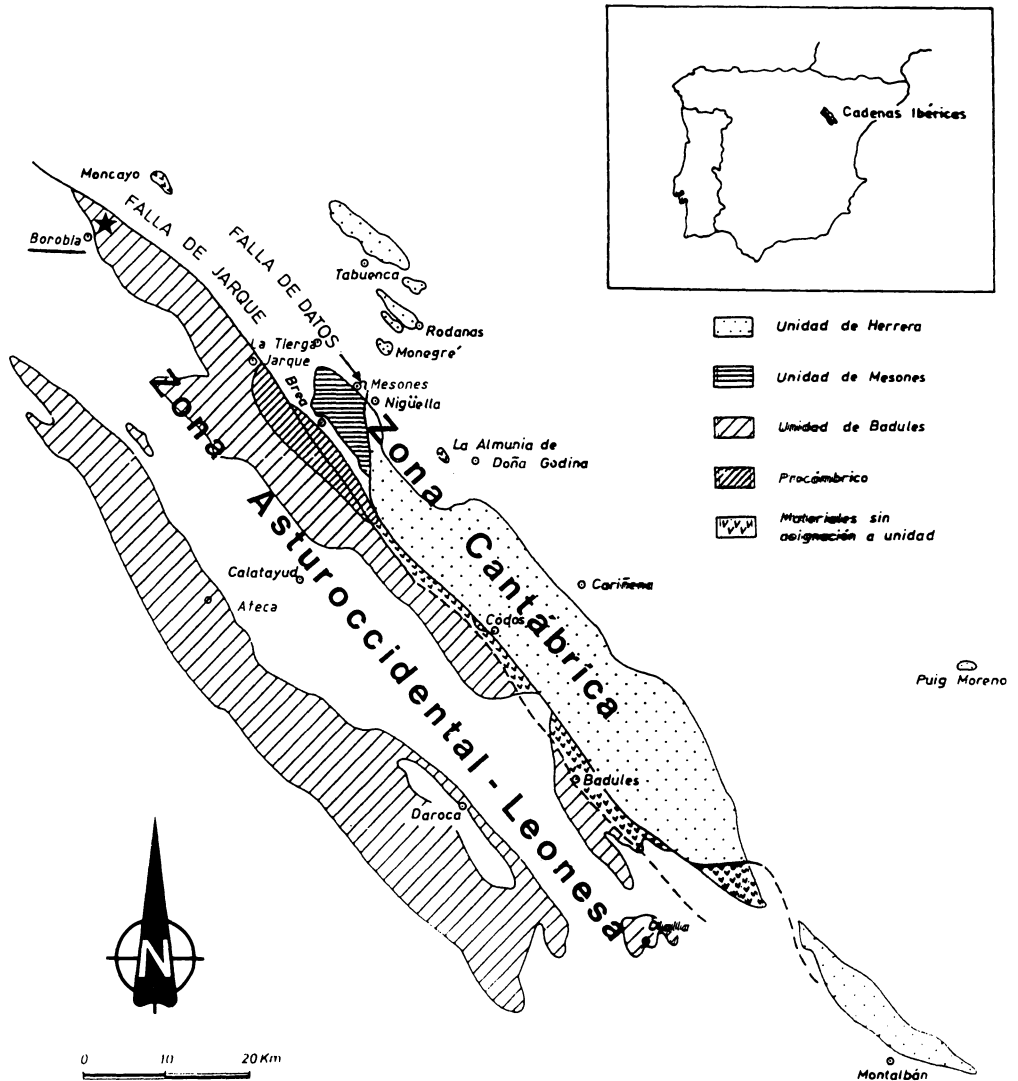


Fig. 1. Situación geográfica y división en unidades estructurales de las Cadenas Ibéricas. Se ha marcado con una estrella la localización de las dos secciones estudiadas. (Modificado de GOZALO & LIÑAN, 1988).

ESTRATIGRAFIA

En el área de trabajo se han levantado dos secciones estratigráficas a escala 1:200. En la primera de ellas, denominada Borobia-1 (Bo₁), aparece una sucesión continua de 876 m desde la base vista de la Formación Jalón

hasta el Muro de la Formación Acón. A lo largo de la segunda sección, Borobia-3 (Bo₃), aflora una serie estratigráfica continua de 538 m desde la base vista de la Formación Valdemedes hasta la Formación Acón en sus tramos aquí aflorantes. Ambas secciones distan entre sí 1,5 Km aproxima-

damente. Las respectivas columnas estratigráficas se recogen, sintetizadas, en las figuras 2 y 3.

Formación Capas Abigarradas del Jalón.

Aflora en la sección Bo₁ con una potencia vista de 291 m, encontrándose cubierto el tránsito a la formación infrayacente (Capas de Embid), lo que supondría al menos veinte metros más de espesor para aquélla. Presenta sedimentos casi exclusivamente detríticos y su característica más llamativa en campo es el color violáceo-rojizo que presenta la mayoría de sus niveles. Se pueden diferenciar claramente tres tramos, uno inferior lutítico-areniscoso (I), uno intermedio areniscoso (II) y un tramo superior lutítico (III). Su límite superior se establece en el tránsito (que se da rápidamente) de las lutitas violáceo-rojizas del tramo III a las lutitas gris azuladas de la Formación Ribota.

El *tramo I* consiste en una alternancia de 89 m de espesor de lutitas violáceo-rojizas, ocre y verdosas y areniscas de color gris-verdoso, anaranjado y rosado de grano muy fino y fino, con intercalaciones de margas y calizas muy margosas de color violáceo-rojizo, ambas bastante dolomíticas. Los icnofósiles (*Skolithos* como forma más frecuente) están presentes con profusión a lo largo de todo el tramo.

Las areniscas son predominantemente grauwacas feldespáticas (*sensu* DOTT, 1964) de grano muy fino. Los clastos del esqueleto están constituidos esencialmente por cuarzo, apreciándose un importante contenido en feldespatos en casi todos los niveles, de manera que en los casos en que la proporción relativa de la matriz disminuye tenemos arcosas. Los términos de mayor granulometría son de tamaño de grano fino. Son frecuentes los cristales dispersos de opacos autigénicos (generalmente pirita) de características reemplazantes, así como sus correspondientes fenómenos de alteración por oxidación.

El *tramo II* presenta una sucesión de

73 m de areniscas anaranjadas, gris-verdosas y rosadas de grano fino y medio con intercalaciones lutíticas de color violáceo-rojizo, verdoso y grisáceo. En los niveles groseros de la base se observan estratificaciones cruzadas.

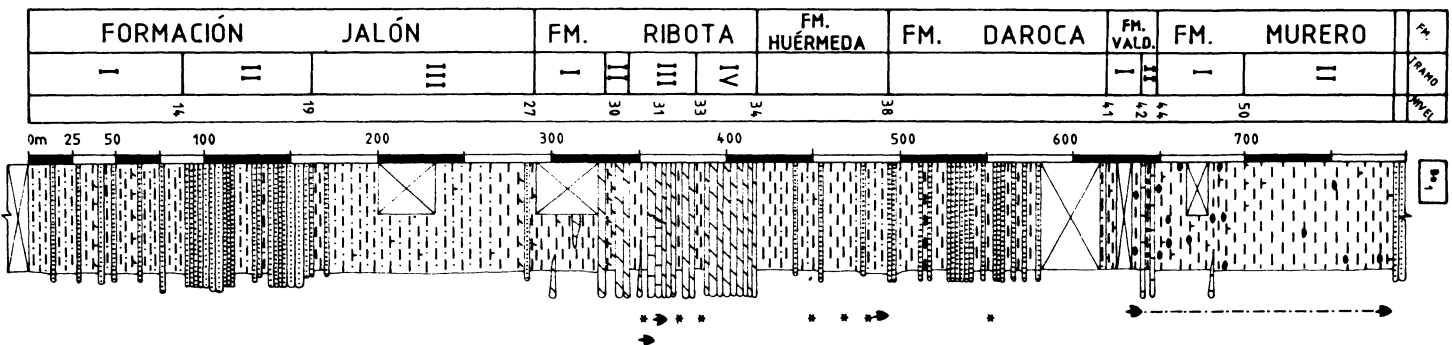
La composición petrográfica general de los niveles areniscosos es de arcosas, con clastos bien clasificados y redondeados. La matriz interpuesta es muy poco frecuente (escasean los términos grauwáquicos) y aparece generalmente cloritizada. Es habitual la presencia de opacos, de aspecto detrítico delineando superficies de discontinuidad correspondientes a estructuras sedimentarias.

El *tramo III*, de 129 m de potencia, está constituido por lutitas violáceo-rojizas, muy astilladas, con intercalaciones margodolomías de igual color a techo y areniscas rosadas de grano muy fino a muro. Son frecuentes los icnofósiles.

Las margas presentan al microscopio finas estructuras laminares, disturbadas por la acción de organismos y por fenómenos de compactación diferencial. Las areniscas son de composición grauwáquica y presentan importantes procesos de silicificación.

Formación Dolomía de Ribota. Se ha realizado su estudio en la Sección Bo₁, donde presenta un espesor de 126 m. La componen dolomías con intercalaciones de niveles lutíticos y margosos, así como escasas calizas. Su límite inferior está marcado por el paso de las lutitas margodolomíticas violáceo-rojizas del techo de la Formación Jalón (con un nivel asociado de areniscas finas gris-blancuzcas) a unas lutitas gris-azuladas que se consideran ya Formación Ribota. Se han diferenciado cuatro tramos que corresponden a cuatro secuencias que poseen sedimentos detríticos finos o detrítico-carbonatados en el muro y paquetes netamente carbonatados a techo que son más potentes cada vez en los sucesivos tramos.

El *tramo I*, de 39 m de potencia, tiene



- Strenuaeva incondita* -
- Asturiaspis* sp. -
- Paradoxides (Eccaparadoxides) sulcatus* -
- Badulesia granieri* -
- Badulesia paschi* -
- Paradoxides (Eccaparadoxides) sequelrosi* -
- Paradoxides (Eccaparadoxides) brachyrhachis* -
- Solenopleuropsis verdlagana* -

SUPERIOR	?	?	?	INFERIOR	MEDIO	SUP.	SUPERIOR P. al. 1 S. al. 1 D. al. 1
OVETIENSE	?	MARIANIENSE	?	BILBILIENSE	?	LEONENSE	P. al. 1 S. al. 1 D. al. 1
CAMBRICO	INFERIOR			?	CAMBRICO	MEDIO	S. al. 1

Fig. 2. Estratigrafía de la sección Bo₁ con indicación de las primeras apariciones de taxones de trilobites con interés bioestratigráfico. Los asteriscos indican niveles que han librado actinarcos.

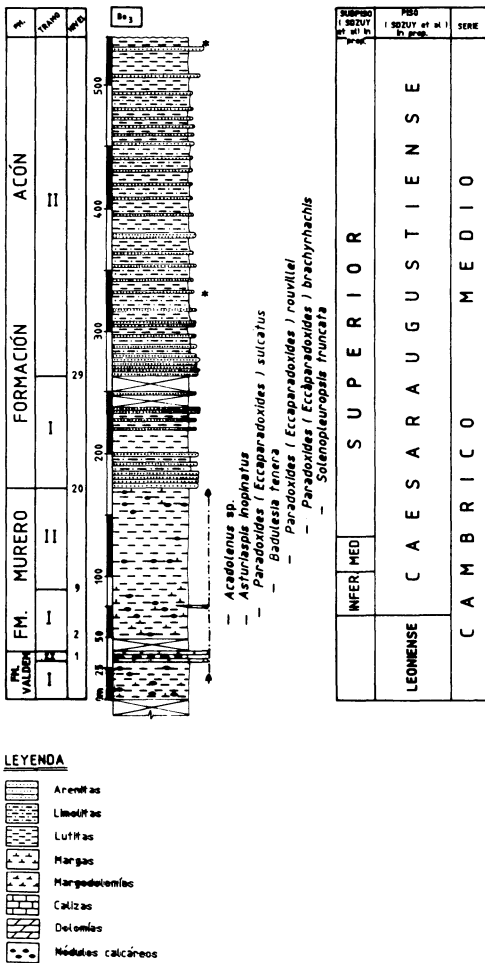


Fig. 3. Estratigrafía de la sección Bo₃ con indicación de las primeras apariciones de taxones de trilobites con interés bioestratigráfico. Los asteriscos indican niveles que han librado acritarcos.

en el muro lutitas gris-azuladas con grietas de desecación que pasan progresivamente a lutitas margodolomíticas ocre-amarillentas, con delgados niveles lenticulares de dolomías margosas beige con laminación criptoalgal, terminando a techo con un paquete de 4 m de dolomías beige en superficie y gris claro en corte fresco, en niveles de hasta un metro, oncolíticas en el muro y con laminación criptoalgal por encima.

El tramo II, con una potencia de 14 m, comienza con margodolomías beige-anaranjadas y escasas lutitas gris-azuladas, con estratificación cruzada planar e icnofósiles, para terminar con 7 m de dolomías de igual color que las anteriores en niveles de hasta 40 cm, con oncolitos y laminación estromatolítica de escaso relieve; entre las dolomías hay finas intercalaciones margodolomíticas de color ocre-amarillento; sobre algunos techos de los niveles carbonatados de la base se aprecian moldes de crecimientos lenticulares de yeso del orden de 1 cm de longitud. No son raros los cristales de pirita, normalmente oxidada, de carácter autigénico.

El tramo III, de 38 m de espesor, presenta a muro lutitas gris-verdosas con delgados y escasos niveles dolomíticos lenticulares, y a techo un paquete carbonatado de 27 m de espesor con finas intercalaciones lutíticas grises y ocre.

Este paquete está formado en sus diez primeros metros por un litosoma calizo con apreciables cambios de facies laterales y verticales, de varias decenas de m desarrollo horizontal y que pasa lateralmente a lutitas gris-verdosas. Predominan en este cuerpo las calizas masivas de color gris claro con intraclastos de tamaño submilimétrico a centimétrico (los mayores, frecuentemente de morfología plana); lateralmente pasan a calizas algo brechificadas con matriz arcillosa roja, para evolucionar finalmente a niveles calizos estratificados con ocasionales grietas de desecación, en los que es frecuente encontrar trilobites fragmentarios, braquiópodos y oncolitos. Los intraclastos son de características petrográficas y paleontológicas muy similares a las de las calizas, observándose en lámina delgada secciones de equinodermos, trilobites, braquiópodos y espículas de esponjas (Chancelloriidae). En una zona aparecen a techo dolomías, pardo-anaranjadas en superficie, de aspecto nodular y escasa continuidad lateral, ocasionalmente brechificadas.

El resto del paquete carbonatado está formado por dolomías de color pardo-ana-

ranjado en superficie y gris claro en corte fresco, en niveles de hasta 20 cm y con abundante laminación criptoalgal.

Las lutitas basales poseen trilobites y han librado escasos acritarcos, mientras que las intercalaciones lutíticas del techo contienen escasos restos muy mal conservados de acritarcos.

El *tramo IV*, de 35 m de potencia, presenta unas lutitas gris oscuras y gris blancuzcas en la base, y encima un paquete dolomítico de 31 m cuyos cuatro metros basales son dolomías gris blancuzcas (en corte fresco) de aspecto nodular, con indicios de laminación y finamente estratificadas; el resto del paquete está formado por dolomías pardas en superficie y blancas en corte fresco que están muy intensamente recristalizadas, siendo frecuente observar romboedros de dolomita con aristas de hasta 2 cm de longitud. Las lutitas gris oscuras del muro contienen escasos acritarcos que, al igual que los del tramo anterior, presentan frecuentemente piritita framboidal asociada.

Texturalmente las dolomías de toda la formación aparecen como doloesparitas de tamaño de grano de tendencia creciente a techo, totalmente recristalizadas, siendo difícil identificar texturas primarias. La laminación criptoalgal, cuyas trazas son apreciables en campo a simple vista, es tan sólo en raros casos identificable al microscopio mediante una distribución bimodal bandeada de los cristales esparíticos o por la presencia de escasas impurezas dispuestas en el interior de éstos.

El mineral mayoritario entre los filosilicatos de los niveles blandos es la moscovita. Las cloritas están presentes con un contenido apreciable en casi todas las muestras, siendo más abundantes en los tramos I y II.

Formación Pizarras de Huérmeda. Aflorea en la sección Bo₁ con un espesor de 76 m. El límite inferior con la Formación Ribota es neto y se sitúa encima del último nivel dolomítico de ésta. Consta de lutitas (ocasional-

mente margosas) gris-verdosas y gris oscuras de tamaño de grano variable y marcadamente pizarrosas, y de finas y ocasionales intercalaciones areniscosas de colores gris-amarillento y gris-verdoso de grano muy fino. Hacia techo se aprecia una ligera tendencia al aumento de la granulometría general, a la vez que se observa esporádicamente laminación cruzada debida a «ripples» de corriente.

También hacia la parte alta de la formación aparece una fauna, mal conservada, compuesta por trilobites, braquiópodos inarticulados (*Trematobolus*) e hyolítidos. Las muestras recogidas han librado una abundante flora de acritarcos (de mayor variedad que en la Formación Ribota) y cianobacterias, con abundante piritita framboidal tanto en los fósiles como en el residuo de maceración. Las pistas fósiles son escasas y se encuentran a lo largo de toda la unidad; *Monocraterion* y *Planolites* son los icnogéneros más representativos; también aparecen *Didymaulichnus* y *Gordia*.

El examen petrográfico muestra en los materiales más finos un intenso proceso de agradación, sobre filosilicatos preexistentes, que conduce, en función de la composición de los mismos, a micas blancas y cloritas.

El componente detrítico más grosero es el cuarzo, con unos tamaños de grano de limo a arena fina, que se dispone en finas hileras dentro de las lutitas, y que sólo ocasionalmente llega a constituir niveles areniscosos. Éstos presentan en la parte inferior de la unidad un importante contenido en carbonatos (con composición de dolomía férrica) muy recristalizados. Hacia techo, y ya en transición a la Formación Daroca, los tramos areniscosos se hacen más compactos y cambian a una composición arcósica o de grauwaca feldespática; no son raros aquí los clastos carbonatados.

Debido a la variedad composicional y a las granulometrías generalmente muy reducidas de sus materiales, tanto en esta formación como en la suprayacente los procesos diagenéticos son muy variados y complejos,

con neto predominio de los tardíos (recristalizaciones, autigénesis, silicificación y transformaciones de arcillas) sobre los tempranos. Por ello es imposible efectuar en sus muestras un estudio de los componentes originales del sedimento.

El estudio mineralógico de la fracción fina (mayoritaria en esta formación) muestra que los carbonatos (presentes en un 7-9 %) poseen calcita y dolomita en proporciones similares. El contenido en feldespatos aumenta hacia techo hasta llegar a suponer en torno al 10 % del total de la roca. Entre los filosilicatos son las moscovitas el mineral mayoritario, suponiendo las cloritas un 10-45 % del total.

Formación Arenisca de Daroca. Su estudio se ha realizado en la sección Bo₁, donde tienen una potencia de 126 m. Su aspecto en campo es apreciablemente distinto al que presenta en el área tipo de Daroca (sector meridional de la Cadena Ibérica Occidental; Fig. 1), sin desarrollo importante de paquetes areniscosos potentes ni sobrepasar sus granulometrías el tamaño de arena fina. En líneas generales hay una gradación continua en cuanto a materiales y grano entre la Formación Huérmeda y la Formación Daroca, hasta el punto de que el límite entre ambas es de difícil apreciación. Esta separación se ha establecido en campo en la base del primer tramo areniscoso de un espesor considerable (1,5 m), si bien se produce una entrada de sedimentos de composición arcósica unos metros por debajo de este primer tramo.

Las lutitas (algo margodolomíticas) grises y gris-verdosas son predominantes en esta unidad, con frecuentes intercalaciones de areniscas gris-amarillentas, gris-verdosas y grises de grano fino y en ocasiones muy fino, normalmente en niveles aislados, de centimétricos a decimétricos, y ocasionalmente en tramos importantes (de hasta 12 m) que se concentran hacia la parte media de la formación. Su parte superior aparece cubierta en esta sección.

En cuanto al contenido paleontológico, hay escasos restos mal conservados de trilobites, abundantes braquiópodos inarticulados (*Trematobolus*), algunos hyolithidos, acritarcos bien preservados y escasos icnofósiles (*Planolites* y *Skolithos* de muy corto desarrollo). Los acritarcos encontrados en esta formación y en las dos anteriores presentan un índice de alteración termal (TAI) igual a 3, lo que según HAYES *et al.* (1983) apunta una temperatura alcanzada por los sedimentos entre 100 y 150°C.

Los niveles lutíticos, que se encuentran muy recristalizados y ferruginizados, apenas presentan carbonatados y los feldespatos son muy escasos. Los filosilicatos están formados por moscovitas y cloritas, siendo éstas algo más abundantes que en la Formación Huérmeda.

Las areniscas tienen una composición promedio de arcosas. Respecto a la Formación Huérmeda se aprecia, en líneas generales, un ligero aumento en el tamaño de grano y una presencia progresivamente mayor (que no excede del 10 % del total) en los niveles areniscosos basales de componentes carbonatados (clastos y cementos). Excepcionalmente se identifican algunos niveles mayoritariamente carbonatados, bioclásticos, muy recristalizados y con extraclastos dispersos de cuarzo.

Formación Capas de Valdemiedes. Se emplea aquí el término en el sentido expresado por SCHEUPLEIN (1967) en cuanto a una unidad lutítico-margosa suprayacente a la Formación Daroca con niveles carbonatados importantes, criterio mantenido en la mayor parte de estudios posteriores (MAN-SOURIAN, 1974; VALENZUELA *et al.*, 1990), entre otros.

Se corta esta formación en las secciones Bo₁ y Bo₃. En la primera su potencia es de 28 m y en la segunda, situada más hacia el sureste, el espesor es como mínimo (muro cubierto) de 39 m. Su desarrollo es, por tanto, considerablemente menor que en el resto de localidades de las Cadenas Ibéricas

(con una potencia máxima de 236 m en Mesones de Isuela, VALENZUELA *et al.*, 1990; y un término medio de 150 m).

Presenta dos tramos bien diferenciados.

El *tramo I* consiste en margas, lutitas y términos intermedios entre ambas de color verde (que en los últimos metros se hace gris-violáceo) con abundantes nódulos carbonatados que contienen fragmentos de trilobites, equinodermos, braquiópodos y espículas de esponjas (Chancelloriidae). A nivel macroscópico se encuentran trilobites y braquiópodos inarticulados, pobremente conservados, que son más abundantes a techo. Las pistas fósiles presentan formas muy características de gran tamaño (*aff. Planolites*). Los carbonatos son de composición calcítica, existiendo en la roca un contenido importante de feldespatos. Entre los filosilicatos las micas son mayoritarias, con menos de un 5 % de cloritas. El espesor del tramo I es de 21 m en la sección Bo₁ y 31 m en la Bo₃.

El *tramo II*, de 7-8 m de potencia, consiste en calizas nodulares violáceo-rojizas (calizas en facies «griotte») con intercalaciones de lutitas margosas de igual color con nódulos calcíticos. Las calizas, en niveles de 10 cm a 1 m (más gruesos en la sección Bo₃), son bioesparíticas; en lámina delgada se identifican fragmentos de equinodermos, trilobites (a menudo parcialmente silicificados), braquiópodos y espículas de esponjas de los grupos Chancelloriidae (se ha identificado *Eiffelia ? hispanica*) y Heteractiniidae. Los nódulos son de características petrográficas análogas a las de los bancos calizos. La dolomita en la fracción carbonatada es muy minoritaria.

Formación Capas de Murero. Aflora tanto en la sección Bo₁ (con 139 metros de espesor) como en la Bo₃ (133 m). Consiste en lutitas, lutitas margosas y margas de color violáceo-rojizo en la parte inferior y verde en la superior, con nódulos carbonatados de abundancia variable. Su límite inferior

lo marca la desaparición de niveles calizos discretos, y el superior la entrada (rápida pero gradual) de sedimentos detríticos de tamaño arena. Son abundantes los trilobites (de una no muy buena preservación) y equinodermos (Carpoidea); también hay braquiópodos inarticulados. Predominan las pistas endógenas de gran tamaño, con formas muy características (*aff. Planolites*).

En función del color pueden diferenciarse en campo dos tramos separados transicionalmente. En el inferior (*tramo I*) violáceo-rojizo, son muy abundantes los nódulos y se desarrolla a techo algún nivel centimétrico, lenticular, de caliza «griotte». Su potencia es de 51 m en ambos perfiles. Al microscopio se observan las lutitas muy ferruginizadas, constituidas por minerales arcillosos y pequeños clastos de cuarzo dispersos; mientras que las margas, con evidencias de bioturbación, presentan dispersos bioclastos y componentes similares a los de las lutitas. Los nódulos son siempre bioclásticos, más o menos recristalizados, y con un contenido fósil y unos procesos muy parecidos a los de los bancos calizos del techo de la formación infrayacente.

El *tramo superior (II)*, de color verde, presenta nódulos escasos y dispersos (excepto en su techo, donde son muy abundantes), y de características análogas a los del tramo I. Posee abundantes cloritas dispersas y óxidos de hierro en contenidos variables. En sus últimos niveles aparecen de nuevo tonalidades grisáceo-violáceas y rojizas. El espesor es de 88 m en la sección Bo₁ y de 82 m en la Bo₃.

La composición mineralógica global es muy similar a la del tramo I (lutítico-margoso) de la formación anterior. Aquí los mayores contenidos en carbonatos se dan en el tramo I (hasta un 25 % del total de la roca), disminuyendo en general hacia el techo de la formación. Éstos, que son siempre calcíticos en la sección Bo₃, se hacen muy ligeramente dolomíticos en la Bo₁ (esta tendencia se aprecia también en la Formación Val-

demiedes). Los feldespatos (en hasta un 13 %) son aquí algo menos abundantes que en esta última. Respecto a los filosilicatos, las cloritas están presentes en todas las muestras, experimentando un incremento continuo desde la base de la Formación Valdemiedes hasta el techo de la Formación Murero.

Formación Capas de Acón. Esta unidad, definida formalmente por SCHMITZ (1971) en la zona de Ateca (sector central de la Cadena Ibérica Occidental, Fig. 1), comprende los materiales situados por encima de las lutitas carbonatadas con trilobites del Cámbrico medio y por debajo de la Formación Cuarcita del Límite (o «Cuarcita Barre-ra») del techo del Cámbrico superior. Las variaciones de potencia de sus tramos y la escasez de restos paleontológicos en ellos han conducido a una considerable inflación nomenclatural, que arranca con la obra de LOTZE (1929), y que estimamos debe ser resuelta en favor del término «Capas de Acón». Éste tiene prioridad sobre el nombre «Capas de Almunia» (JOSOPAIT, 1972), acuñado en el área Jalón-Piedra para materiales equivalentes a los tramos medio (A_2) y superior (A_3) de la Formación Acón.

Aflora en la sección Bo₃ con una potencia de 366 m vistos. El techo se encuentra erosionado y constituye el núcleo del sinclinal del Arroyo de la Virgen. El intervalo expuesto en la sección estudiada equivale litológicamente a la parte inferior del tramo A_1 de la Formación Acón en SCHMITZ (1971); este tramo presenta en el área tipo un espesor de 500 m. Asimismo es equivalente a las «Capas de Navas» (ALIAGA, 1968), que afloran, con unos 200 m de espesor, entre Aranda de Moncayo y Jarque de Moncayo, zona situada unos 15 Km al sureste del área de Borobia (dentro también de la Unidad de Badules; Fig. 1).

Se han diferenciado dos tramos informales (de muro a techo, I y II) de significado macrosecuencial; ambos tienen en su base un paquete arenoso relativamente cor-

to y a continuación una potente alternancia lutítico-arenosa de color verde. Nuestro tramo I completo más la base del tramo II constituyen lo que QUARCH (1967) denominó «Capas de tránsito al Cámbrico superior».

El tramo I, de 90 m de espesor, presenta a muro 13 m de areniscas grises y gris-verdosas de grano fino y medio, muy micáceas, en bancos de hasta 1 m, con estratificaciones cruzadas de gran escala. A continuación, 77 m de limolitas, argilitas y areniscas, de color verde, con estructuras de corriente, restos fragmentarios de trilobites (*Paradoxides*) y abundantes icnofósiles (*Gordia*, *Monocraterion*, *Planolites* y huellas de paso).

El tramo II, con 276 m vistos, repite la evolución macro secuencial del anterior. Comienza con 20 m basales de detríticos groseros; areniscas blancas muy lavadas en el muro, y encima areniscas amarillas y verde-amarillentas de grano muy fino a medio, con estratificación cruzada de gran escala. Éstas dan paso transicionalmente a 256 m de una alternancia de lutitas (mayoritariamente limolitas) y areniscas de grano fino y muy fino, de color verde; en ella se observa, a su vez, un progresivo aumento en la proporción de términos lutíticos. Aquí son muy frecuentes las estructuras de corriente e impacto y los «ripples» escalantes, así como las pistas fósiles; las más características son *Gordia*, *Monocraterion*, *Planolites* y muy abundantes huellas de escape y de paso. 74 m por encima del muro de este tramo II se localizan dos niveles bioclásticos de 10 cm de espesor con muy abundantes placas de equinodermos y posibles filamentos algales; dentro de la monotonía de la serie, estos estratos constituyen un horizonte guía en la zona estudiada. Algunos niveles lutíticos de la alternancia contienen biotas de acritarcos (de mayor número de individuos a techo) con una preservación excelente, sin estar afectados por ningún tipo de degradación y con un TAI entre 2 y 3 (lo que indicaría temperaturas entre 50 y 150°C).

Petrogr3ficamente los niveles areniscos del *tramo I* son grauwas feldesp3ticas en la base, seguidas por arcosas encima y terminando con grauwas que muestran una progresiva reducci3n del contenido aparente de feldespatos (posible alteraci3n de los mismos y g3nesis de pseudomatriz). En estos niveles finales disminuye tambi3n el tama1o de grano, y en las lutitas aumenta la presencia de 3xidos de hierro en forma de envueltas ferruginosas. En general, la matriz puede proceder en una importante proporci3n de procesos de alteraci3n-transformaci3n de componentes primarios. Es notorio el desarrollo de micas verdes, posiblemente glauconita.

El estudio petrogr3fico de los materiales del *tramo II* muestra que la base est3 constituida por un breve intervalo de areniscas de composici3n arc3sica, bien clasificadas y limpias, para pasar enseguida a grauwas feldesp3ticas que se mantienen durante el resto de la unidad. Se observa un aumento progresivo del porcentaje de matriz a techo. En todos los t3rminos granulom3tricos se aprecian envueltas ferruginosas, 3xidos de hierro dispersos y procesos de transformaci3n en los minerales arcillosos. Son frecuentes los fen3menos de autig3nesis orientada de micas blancas, que confieren a las rocas una marcada esquistosidad. Abundan las grietas rellenas de cemento siliceo. Finalmente, puede decirse que la intensidad de los procesos diagen3ticos, propiciada por la composici3n heterog3nea de los materiales, dificulta el r3conocimiento de texturas y componentes primarios.

El an3lisis mineral3gico revela una composici3n similar para los dos tramos en que hemos dividido los materiales de esta formaci3n, si bien se observan algunas tendencias de evoluci3n. As3, el contenido de feldespatos en las lutitas (escaso en general) es mayor en el tramo I que en el tramo II. Los filossilicatos son similares a los presentes en la Formaci3n Murero (moscovita y clorita), si bien las cloritas disminuyen en su proporci3n respecto a 3sta; esta tendencia descen-

dente se mantiene a lo largo de la Formaci3n Ac3n. Por otra parte, los carbonatos (siempre calc3ticos) se encuentran en porcentajes de trazas.

BIOESTRATIGRAFIA

Los primeros y casi 3nicos datos biostratigr3ficos del C3mbrico de Borobia antes de este estudio se deb3an a QUARCH (1967), quien refiri3 trilobites en las Formaciones Hu3rmeda y Murero. Los resultados obtenidos por este autor han sido contrastados y complementados mediante el hallazgo de floras de acritarcos y nuevas faunas de trilobites, procedentes de las dos secciones estratigr3ficas estudiadas. En general estos dos grupos han resultado complementarios, y ha sido raro encontrar en el mismo nivel representantes de ambos grupos.

La primera formaci3n que contiene una asociaci3n significativa es la Formaci3n Ribota; en ella hemos reconocido trilobites *Strenuaeva incondita* SDZUY, 1961 (t3pico del piso Marianiense del C3mbrico inferior) y una asociaci3n de acritarcos caracterizada por *Skiagia ciliosa* (VOLKOVA, 1969) DOWNIE, 1982; *Heliosphaeridium dissimulare* (VOLKOVA, 1969); y *Archaeodiscina umbonulata* VOLKOVA, 1969; que marcan un C3mbrico inferior, zona 5 y/o zona 6 de MOCZYDLOWSKA (1989, 1991) para Polonia (Fig. 4) y es equiparable a los horizontes de Vergale y Rausve (VOLKOVA *et al.*, 1979) de la URSS, que son a su vez equivalentes a las zonas de trilobites de Holmia y Proampyx linnarssoni de Baltoscandia.

En la base de la Formaci3n Hu3rmeda se ha citado (QUARCH, 1967) la presencia del trilobite *Lusatiops ribotanus* que es t3pico del Marianiense, pero que est3 necesitado de una revisi3n, y *Realaspis* sp. En esta formaci3n, al igual que en la Arenisca de Daroca, los otros 3nicos datos de inter3s bioestratigr3fico se deben a los acritarcos; as3 las abundantes formas de la especie *Skiagia ci-*

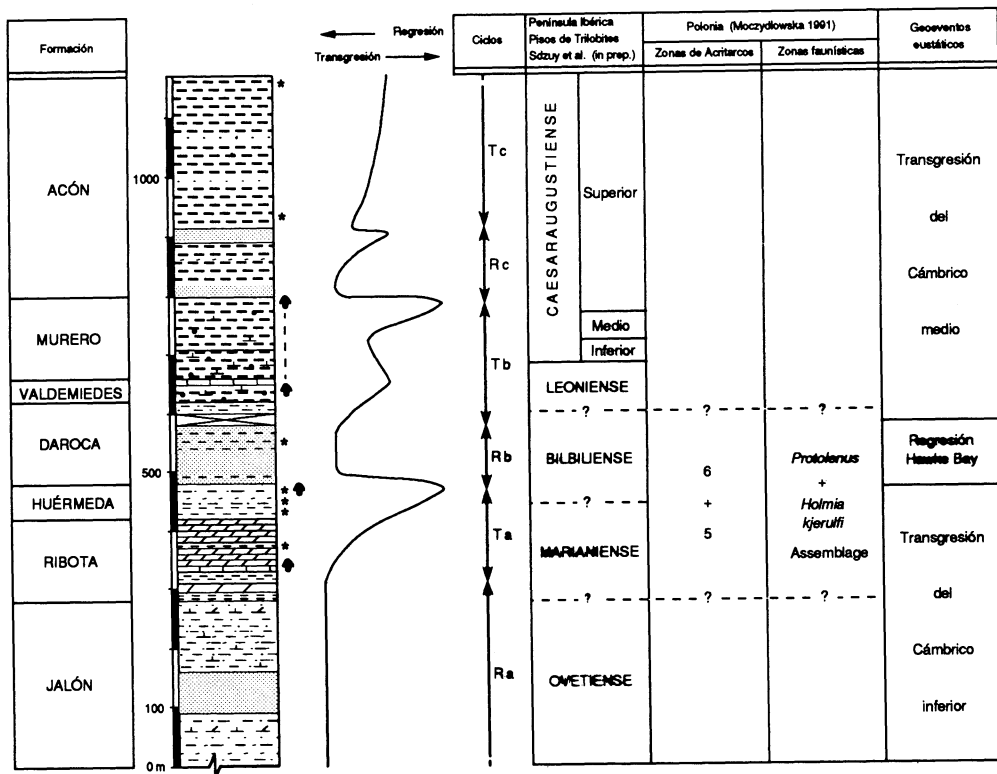


Fig. 4. Correlaciones bioestratigráficas con la Plataforma Oriental Europea y localización de los geoeventos interpretados. (Columna sintética).

liosa siguen señalando una edad Cámbrico inferior, tratándose de niveles muy similares a los de la formación anterior. En la Formación Daroca se produce una brusca disminución cualitativa y cuantitativa del género *Skiagia*. Sin embargo, el escaso número de muestras positivas no permite, de momento, mayores precisiones bioestratigráficas.

En la Formación Valdemiedes no se ha obtenido hasta ahora ningún dato de interés bioestratigráfico, aunque la presencia de *Paradoxides* sp. en el techo del tramo I indica el inicio del Cámbrico medio en algún punto de este tramo, como sucede en otras áreas de las Cadenas Ibéricas. Además, en los niveles calizos del tramo II se ha identificado *Eiffelia?* hispánica (espículas de espon-

jas pertenecientes al grupo Chancelloriidae), que está presente en las calizas del Cámbrico medio (piso Caesaraugustienense) de la Cordillera Cantábrica. No obstante, en Borobia aparecería en el Leoniense de acuerdo con la fauna situada encima, lo que confirmaría un valor más facial que bioestratigráfico.

En la Formación Murero las únicas faunas encontradas de interés bioestratigráfico son las de trilobites. Así en el tramo I, en su parte baja, todavía se encuentran *Asturispis inopinatus* SDZUY, (1968) y *Acadolemus* sp. que marcan la parte superior del piso Leoniense (antiguo piso de *Acadoparadoxides* de SDZUY, 1971b y 1972). Por encima de estos niveles se han recogido faunas

con *Asturiaspis* sp. y *Paradoxides* (*Eccaparadoxides*) *sulcatus* LIÑAN & GOZALO, 1986, lo que marcaría la base del piso Caesarugustiense (antiguo piso de Solenopleuropsidae, *op. cit.*). Estas especies han sido encontradas en asociación con *Badulesia* sp. en Mesones (VALENZUELA *et al.*, 1990) y en otros puntos de las Cadenas Ibéricas actualmente en estudio, por lo que todo ello permite asignar estos niveles al Caesarugustiense inferior, en su parte basal. En el tramo II, la presencia de otras especies de *Badulesia* como *B. tenera*, *B. paschi* y *B. granieri* marcaría las distintas zonas dentro del Caesarugustiense inferior (Figs. 2-3).

En la parte superior del tramo II de la Formación Murero, la presencia de *Solenopleuropsis verdiagana*, *S. truncata* y *Paradoxides brachyrhachis* marcan el Caesarugustiense superior. Del Caesarugustiense medio todavía no se ha encontrado fauna significativa *in situ*, aunque se han recogido restos de *Pardailhaniania* rodados, lo que unido a la presencia de *Paradoxides* (*Eccaparadoxides*) *rouvillei* y *P. (Ecc.) sequeirosi* parece indicar la presencia del mismo. De estos niveles procederían los trilobites citados por QUARCH (1967) como *Pardailhaniania hispida* y *P. hispanica*, con la excepción de *P. granieri* (= *Badulesia granieri*), especie característica del Caesarugustiense inferior, y *Paradoxides brachyrhachis* del superior. También del tramo II procederían los trilobites citados por ESNAOLA *et al.* (1973) como *Paradoxides spinosus* (probablemente *P. brachyrhachis*), *Conocoryphe sulzeri* (probablemente *Conocoryphe* (*Parabailiella*) *languedocensis*), y *Boliaspis dalmai* (probablemente algún ejemplar de *Conocoryphidae*).

Por último, los acritarcos hallados en la Formación Acón han permitido, mediante la asociación de las especies *Cristallinium cambriensis*, *Eliasum llaniscum*, *Timofeevia fosforítica* y *Timofeevia lancarae*, identificar el Cámbrico medio en la parte alta de la Superzona de *Paradoxides paradoxissimus*, esto es, la zona de *Paradoxides davidis*-Pty-

chagnostus punctuos (MARTIN & DEAN, 1988; BAGNOLI *et al.*, 1988), lo que equivaldría según SDZUY (1972) y SDZUY *et al.* (in prep.) a la última zona del Caesarugustiense más superior.

CONCLUSIONES

Los datos de campo permiten separar dos bloques estructurales: el bloque de Toranzo y el bloque de Tablado. En este último se ha centrado el presente estudio, mediante el levantamiento de dos perfiles estratigráficos en materiales del Cámbrico inferior-medio que abarcan desde la Formación Capas Abigarradas del Jalón hasta la Formación Capas de Acón.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, la Formación Jalón tiene aquí la peculiaridad de estar compuesta casi exclusivamente por materiales siliciclásticos y no presentar niveles dolomíticos desarrollados, que tan frecuentes son en otras áreas. La Formación Ribota presenta como rasgo local una intercalación de niveles brechoideos de calizas bioclásticas y oncolíticas. La Formación Huérmeda posee un reducido espesor (76 m) y esporádicas intercalaciones de areniscas carbonatadas. La Formación Daroca se caracteriza por no darse en ella un desarrollo importante de paquetes de areniscas y por no sobrepasar sus granulometrías el tamaño de arena fina; paradójicamente, su espesor es algo mayor de la media regional (126 m). Este aumento contrasta con la reducción drástica de espesor que sufre la Formación Valdemedes (28-39 m). Los carbonatos de ésta última así como de la Formación Murero tienen una composición marcadamente calcítica, a diferencia de otras áreas circundantes. Finalmente, la Formación Acón está caracterizada por una alternancia monótona de lutitas y areniscas.

El depósito comenzaría con materiales terrígenos en un medio litoral con frecuentes episodios de exposición (apoyado en parte por la presencia de *Skolithos* y grietas de

LAMINA I

Asturiaspis inopinatus SDZUY 1968.

Figura 1. Cranidio y Torax incompleto. (x 3). BO₂/3. MPZ-7848.

Figura 2. Cranidio. (x 3). BO₂/3. MPZ-7849.

Conocoryphe (Parabailiella) languedocensis THORAL 1946.

Figura 3. Cranidio. (x 1). BO₂/9. MPZ-7850.

Badulesia tenera (HARTT en DAWSON 1868).

Figura 4. Cranidio. (x-3). BO₂/9. MPZ-7851.

Conocoryphe (Conocoryphe) heberti heberti MUNIER-CHALMAS & BERGERON 1889.

Figura 5. Cranidio. (x 1). BO₁/51. MPZ-7852.

Figura 7. Cranidio. (x 2). BO₁/51. MPZ-7853.

Badulesia paschi (SDZUY 1958).

Figura 6. Cranidio. (x 5). BO₁/50. MPZ-7854.

Solenopleuropsis verdiagana verdiagana SDZUY 1958.

Figura 8. Cranidio. La cuarta fila de tubérculos del área preglabellar se encuentra muy reducida. (x 3). BO₁/51. MPZ-7855.

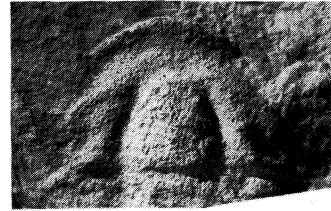
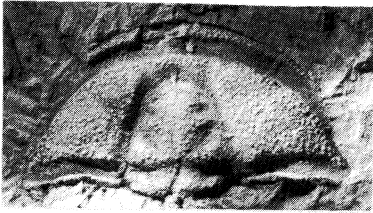


1



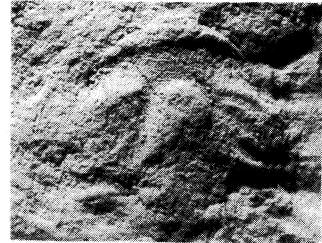
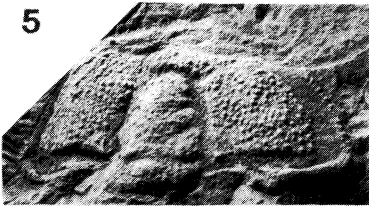
2

3



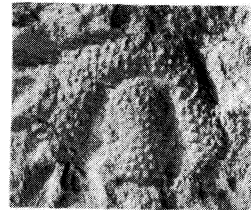
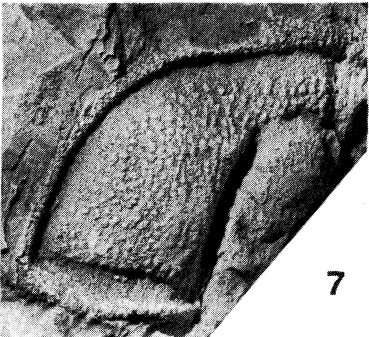
4

5



6

7



8

LAMINA II

Paradoxides (Eccaparadoxides) brachyrhachis brachyrhachis LINNARSSON 1883.

Figura 1. Fragmento de ejemplar completo. (x 2). BO₁/51. MPZ-7856.

Paradoxides (Eccaparadoxides) sequeirosi LIÑAN & GOZALO 1986.

Figura 2. Cranidio. (x 1). BO₁/50. MPZ-7857.

Figura 3. Pigidio. (x 1). BO₁/50. MPZ-7858.

Paradoxides (Eccaparadoxides) sulcatus LIÑAN & GOZALO 1986.

Figura 4. Fragmento de cranidio, obsérvese el surco central del ojo. (x 2). BO₂/6. MPZ-7859.

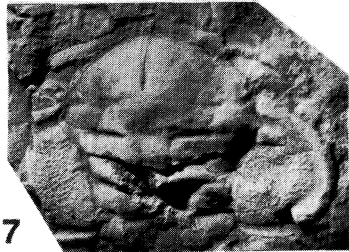
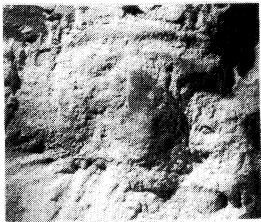
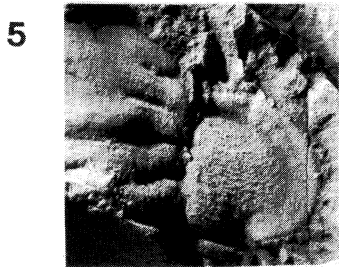
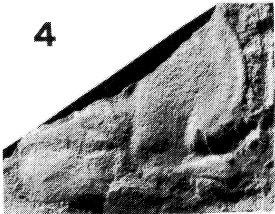
Figura 5. Fragmento de cranidio; además del surco obsérvese las crestas genales en el área palpebral. (x 2). BO₁/46. MPZ-7860.

Acadolenus sp.

Figura 6. Cranidio mal conservado; presenta la estructura frontal característica del género (SDZUY 1968). (x 2) BO₂/3. MPZ-7861.

Paradoxides (Eccaparadoxides) rouvillei MIQUEL 1905.

Figura 7. Cranidio. (x 1). BO₂/12. MPZ-7862.



retracción), escaso depósito de carbonatos y en general una profusa bioturbación del sustrato, dentro de una tendencia granodecreciente (Capas Abigarradas del Jalón). Ello representaría el inicio (Ra) del primer ciclo regresivo-transgresivo (Fig. 4). A continuación se instalaría una plataforma carbonatada con neto predominio de la facies de laminación criptoalgal (Dolomía de Ribota) en la que se pueden reconocer dos episodios. El episodio inferior se produciría en un régimen todavía litoral, en condiciones de energía variable (oncolitos y laminaciones algales), de exposición subaérea periódica (grietas de desecación) y de aridez (pseudomorfos de evaporitas). El episodio superior se desarrollaría en condiciones sublitorales, donde podrían asentarse estructuras bioconstruidas de origen algal, a cuyo alrededor florecerían otras comunidades bentónicas (trilobites, braquiópodos, esponjas calcáreas y equinodermos) y planctónicas mal conservadas (acritarcos). Este cambio viene acompañado por el paso a condiciones no oxidantes del sustrato (a partir del nivel 30 las muestras contienen residuo orgánico) y representaría el inicio del episodio transgresivo del primer ciclo (Ta). La fase carbonatada anterior finaliza con la reimplantación de una sedimentación detrítica fina en facies de plataforma abierta (Pizarras de Huérmeda), como es sugerido en parte por contener una variada y bien preservada flora de acritarcos acompañada de cianobacterias, trilobites, braquiópodos e hyolítidos; así, esta formación representaría la culminación del primer episodio transgresivo, y supondría la máxima expresión de la transgresión generalizada del Cámbrico inferior.

El segundo ciclo regresivo-transgresivo (Rb-Tb) se iniciaría de manera paulatina en el área con la entrada de niveles psammíticos de composición arcósica (Arenisca de Daroca), depositados en un medio sublitoral somero pero abierto, como apunta el registro de trilobites, acritarcos y braquiópodos. Este fenómeno lo interpretamos como la expresión de un goevento eustático des-

cendente de alcance mundial: la Regresión Hawke Bay. La progresiva sustitución de los niveles marcadamente areniscosos por otros predominantemente lutíticos (techo de la Formación Daroca), con la posterior instauración de una sedimentación carbonatada o mixta, representarían el episodio transgresivo del segundo ciclo (Tb). Éste comienza con materiales sublitorales terrígeno-carbonatados finos, con un alto contenido en feldespatos y una fauna bentónica diversificada (tramo I de las Capas de Valdemiedes) probablemente depositados en condiciones más restringidas que durante el depósito final de la Formación Daroca, lo que está de acuerdo con la ausencia de acritarcos y de fauna pelágica. Un alto fondo, con niveles de remoción y condensación de calizas bioclásticas en facies «griotte» ricas en feldespatos, se desarrolló a la vez que se producía el lento ascenso eustático (tramo II de la Formación Valdemiedes). Las condiciones oxidantes propias del alto fondo se debieron mantener en las inmediaciones, como sugiere el depósito lutítico-carbonatado, en facies rojas, del tramo I de las Capas de Murero. La continuación del episodio transgresivo traería consigo la instalación definitiva de una plataforma abierta, en la que se depositarían lutitas verdes con escasos carbonatos (tramo II de la Formación Murero), acompañadas de una fauna bentónica y pelágica (agnóstidos).

Dos pulsos regresivos consecutivos (Rc) tienen lugar con el depósito de materiales terrígenos de tipo arcósico, bajo una alta de sedimentación, como parece deducirse del tipo de estructuras sedimentarias, icnofósiles y la excelente preservación de los acritarcos presentes (base de las Capas de Acón), que inmediatamente darían paso a un tercer episodio (Tc) de tipo transgresivo, como sugieren la fauna bentónica, la presencia de acritarcos y la progresiva disminución de los detríticos de tamaño arena (Capas de Acón).

El ascenso continuado del nivel del mar desde el depósito de la Formación Daroca

permite considerar los episodios Tb, Rc y Tc como diferentes expresiones geométricas de la transgresión generalizada del Cámbrico medio (Fig. 4).

Finalmente, la coexistencia de los acritarcios *Skiagia ciliosa* y *Heliosphaeridium dissimilare* (típicos de las zonas 5 y 6 de Polonia) con los trilobites *Strenuaeva incondi-*

ta (Marianiense) permite paralelizar parcialmente el Marianiense más el Bilbiliense con dichas zonas, que a su vez son equivalentes a los horizontes Vergale más Rausve de la Unión Soviética, y también a las zonas de Holmia inusitata, de Holmia kjerulfí y de Proampyx linnarssoni de la Plataforma Baltoescandinava.

BIBLIOGRAFIA

- ALIAGA, A. (1968). Geologische Untersuchungen in den Östlichen Iberischen Ketten nördlich des Rio Jalón (Zaragoza/Spanien). Diss. Univ. Münster: 1-99. (Inédito).
- BAGNOLI, G., STOUGE, S. & TONGIORGI, M. (1988). Acritarchs and conodonts from the Cambro-Ordovician Furuháll (Köpingsklint) section (Öland, Sweden). *Riv. it. Paleont. Strat.*, 34: 163-248. Milano.
- DONAYRE, F. M. (1873). Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Comisión del Mapa Geológico de España*. 1-126. Madrid.
- ESNAOLA, J. M. & MARTIN FERNANDEZ, M. (1973). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Olvega, hoja n.º 351. *I.G.M.E. Serie MAGNA*: 1-23.
- GOZALO, R. & LIÑAN, E. (1988). Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios Geológicos*, 44: 399-404. Madrid.
- HAYES, J. M., KAPLAN, I. R. & WEDEKING, K. W. (1983). Precambrian organic geochemistry, preservation of the record. In: SCHOPF, J. W. (ed.). *Earth's earliest biosphere. Its origin and evolution*. Princeton University Press, Princeton: 93-134.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935). El Sistema Cambriano. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España. Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España*, 2: 291-528. Madrid.
- JOSOPAIT, V. (1972). Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE-Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 23: 1-121. Münster.
- LIÑAN, E. & GOZALO, R. (1986). Trilobites del Cámbrico Inferior y Medio de Murero (Cordillera Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 2: 1-104. Zaragoza.
- LOTZE, F. (1929). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. K.N.F.*, 14: 1-320. Berlin. Traductor: SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.: Estratigrafía y Tectónica de las Cadenas Paleozoicas Celtibéricas. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, 8: 1-313. Madrid, 1955.
- LOTZE, F. (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturwiss., kl.*, 6: 1-216. Berlin. Traductor: GOMEZ DE LLARENA, J.: El Cámbrico de España. *Memorias del Instituto Geológico de España*, 70: 1-256. Madrid, 1970.
- MANSOURIAN, E. (1974). Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes in Raume Mure-ro/Atea/Montón in den Westlichen Iberischen Ketten. Diplomarbeit. Universität Würzburg: 1-98. (Inédito).
- MARTIN, F. & DEAN, W. T. (1988). Middle and Upper Cambrian Acritarch and Trilobite zonation at Manuels river and Random island, Eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 381: 1-91. Ottawa.
- MOCZYDLOWSKA, M. (1989). Upper Proterozoic and Lower Cambrian Acritarchs from Poland —Micropaleontology, Biostratigraphy and thermal study. *Lund Publications in Geology*, 75: 1-30. Lund.
- MOCZYDLOWSKA, M. (1991). Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossils and Strata*, 29: 1-127. Oslo.
- PALACIOS, P. (1890). Descripción físico, geológica y agrológica de la provincia de Soria. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*. 1-558. Madrid.
- QUARCH, H. (1967). *Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Borobia in den Ostlichen Iberischen Ketten (Nordost-Spanien)*. Diplomarbeit. Universität Würzburg: 1-115. (Inédito).
- RICHTER, G. (1930). Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*,

- math. phys. K.N.F.*, 16: 50-118. Berlin. Traducción: GOMEZ DE LLARENA, J.: Las Cadenas Ibéricas entre el Valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, 9: 61-143. Madrid, 1956.
- SCHEUPLEIN, R. (1967). Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Monforte de Moyuela und Rudilla in den östlichen Iberischen Ketten. *Diplomarbeit. Universität Würzburg*: 1-66. (Inédito).
- SCHMIDT-THOMÉ, M. (1973). Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). *Geol. Jb.*, B7: 3-43. Hannover.
- SCHMITZ, V. (1971). Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und Tremadoc der Westlichen Ketten nördlich Ateca (Zaragoza), N.E. Spanien. *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 22: 1-123. Münster.
- SDZUY, K. (1968). Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias. *Trabajos de Geología*, 1: 77-133. Oviedo, 1967.
- SDZUY, K. (1971a). Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior en la Península Ibérica. *I Congr. Hispano-Luso Americano de Geología Económica*, 2: 753-768. Madrid.
- SDZUY, K. (1971b). La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España. *I Congr. Hispano-Luso Americano de Geología Económica*, 2: 769-782. Madrid.
- SDZUY, K. (1972). Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz. *Zbl. Geol. Paläont.*, 2: 1-91. Stuttgart.
- SDZUY, K., LIÑAN, E. & PEREJON, A. (in prep.). The Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula. *Rapport II Cambrian Symp. Novosivilk.*
- VALENZUELA, J. I., GAMEZ, J. A., LIÑAN, E. & SDZUY, K. (1990). Estratigrafía del Cámbrico de la región de Brea. Cadena Ibérica Oriental. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 85: 45-54.
- VOLKOVA, N. A., KIRJANOV, V. V., PISKUN, L. V., PASKYACHENE, L. T. & JANKAUSKAS, T. V. (1979). Microflora. In: KELLER, B. M. & ROSANOV, A. Y. (eds.). Upper Precambrian and Cambrian Paleontology of east European Platform. Academy of Sciences. U.S.S.R., Nauka: 4-38. (En ruso).

Recibido, 2-IV-91
Aceptado, 30-VI-91