

Estratigrafía del tránsito Cordubiense-Ovetiense (Cámbrico Inferior) en la Cadena Ibérica Occidental (España)

Stratigraphy of the Cordubian-Ovetian (Lower Cambrian) Transition in the Occidental Iberian Chain (Spain)

ALVARO, J.; LIÑAN, E.; GOZALO, R. & GAMEZ VINTANED, J. A.

Este trabajo analiza los afloramientos de la Formación Embid (Cámbrico Inferior) existentes en el borde nororiental de la Cadena Ibérica Occidental, entre las localidades de Torrijo de la Cañada y Villalengua (unidad estructural de Moros). Con este objetivo se han realizado dos perfiles estratigráficos y estudiado sus litofacies. Asimismo, se pone de manifiesto el contenido paleoicnológico más representativo. La aparición de distintos ejemplares del icnogénero *Astropolichnus* separados 200 m. en la serie estratigráfica plantea la necesidad de reconsiderar la precisión de este incofósil como indicador bioestratigráfico.

Debido a la ausencia de afloramientos superficiales de la Formación Bámbola, estos materiales constituyen las rocas más antiguas de esta Cadena. Finalmente, se propone al perfil To1 como hipoestratotipo de la Formación Embid en la Cadena Ibérica Occidental.

Palabras clave: Formación Embid, Cámbrico Inferior, Estratigrafía, Icnofósiles, Cadena Ibérica Occidental.

This work presents a study of the Embid Formation, the oldest formation cropped out in the Occidental Iberian Chain (NE Spain). This outcrop is placed in the nucleus of the Moros structural unit (ALVARO *et al.*, 1992), located in the northeastern contact of this Chain with the Calatayud-Teruel Tertiary basin, between Villalengua and Torrijo de la Cañada localities (Zaragoza Province).

We have studied two sections of the Embid Formation (To1 and To2). The first one, 250 m. thick, is the most complete and shows the best exposition of the area. It is proposed as the hipostratotipo of the Embid Formation in this Chain. In To1, four terms (E1 to E4) of this formation and other at the beginning of the Jalón Formation (J1) have been recognized, according to the sandstone/shale ratio. The ichnofossils and other sedimentary structures studied here suggest, for terms E2 and E4-J1, a litoral to shallow sublitoral environment (tidal flat and tidal channels, influenced by tidal and wave effects), and a sublitoral (circalitoral)

environment with episodic levels influenced by storms currents and/or hard tides, for the terms E1 and E3.

The northeastwards To2 section, 150 m. thick, shows a similar evolution, but a more distal character. The wide development of subtidal sand bodies as well as the low diversity and wealth of biogenic structures, suggest a shoreface sedimentation, with a intercalated episode influenced by tidal action. The materials of this section are assigned to the Embid Formation for its lithology, the lack of white quartzites (that characterize the underlying Bámbola Formation) and the ichnofossil record. In spite of palichnological, lithological and sedimentological affinities between both profiles, we can not give an accurate correlation of both sequences.

The section To1 records a shallower episode (E2), reaching subaerial exposure in the Cordubian-Ovetian transition. It is the first time this episode has been recognized in the Iberian Chains, and it is considered as a local process. A second shallower episode is placed in the transition of the Embid-Jalón Formations (E4-J1). It has been recognized in other outcrops of the Iberian Chains and LIÑAN & GAMEZ (in press) have proposed a correlation of this regressive episode with the Woodlands Regression (BRASIER, 1985).

On the other hand, *Astropolichnus* ichnogenus is recorded in different levels of same section (200 m. separated), for the first-time in the Iberian Chains. This fact will force to reconsider the accuracy of this ichnofossil as biostratigraphical marker.

Finally, a progresive eastwards distality of the sediments is inferred by comparison with similar outcrops of the Oriental Iberian Chain, by the existence of the first local shallower episode, placed in the more suroccidental outcrop of the basin (To1), and by the northeastwards paleocurrents directions. These data support the existence of an emerged area beside the occidental margin of the Cantabrian-Iberian Basin as was pointed by LOTZE (1961), and also proposed in the cantabrian sector of this basin by ARAMBURU *et al.* (1992).

Key words: Embid Formation, Lower Cambrian, Stratigraphy, Ichnofossils, Occidental Iberian Chain.

ALVARO, J.; LIÑAN, E.; GAMEZ VINTANED, J. A. (Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza). GOZALO, R. (Dpto. Geología. Universidad de Valencia. c./Dr. Moliner 50. 46.100-Burjasot (Valencia).

Este trabajo constituye una contribución a los proyectos DGICYT, PB 90-0593 «El Cámbrico Inferior-Medio del sector septentrional de Ossa Morena y su correlación con las Cadenas Ibéricas», P.I.C.G. n.º 303 «Late Precambrian-Early Cambrian Event Stratigraphy» y n.º 319 «Global palaeogeography of Late Precambrian and Early Paleozoic».

INTRODUCCION

En la Cadena Ibérica Occidental (Unidad de Badules; LOTZE, 1929; GOZALO & LIÑAN, 1988) aflora una secuencia estratigráfica cámbrica muy completa. En su borde oriental, en contacto con la depresión terciaria de Calatayud-Teruel, afloran dos unidades estructurales alóctonas con mate-

riales del Cámbrico Inferior. Meridionalmente, la unidad de Daroca (ALVARO, en prensa), se sitúa en los alrededores de la localidad de Daroca. Sus términos más antiguos corresponden a las Formaciones Jalón y Ribota. Septentrionalmente, la unidad de Moros (ALVARO *et al.*, 1992) se localiza entre las localidades de Moros y Torrijo de la Cañada. En este último sector, la implanta-

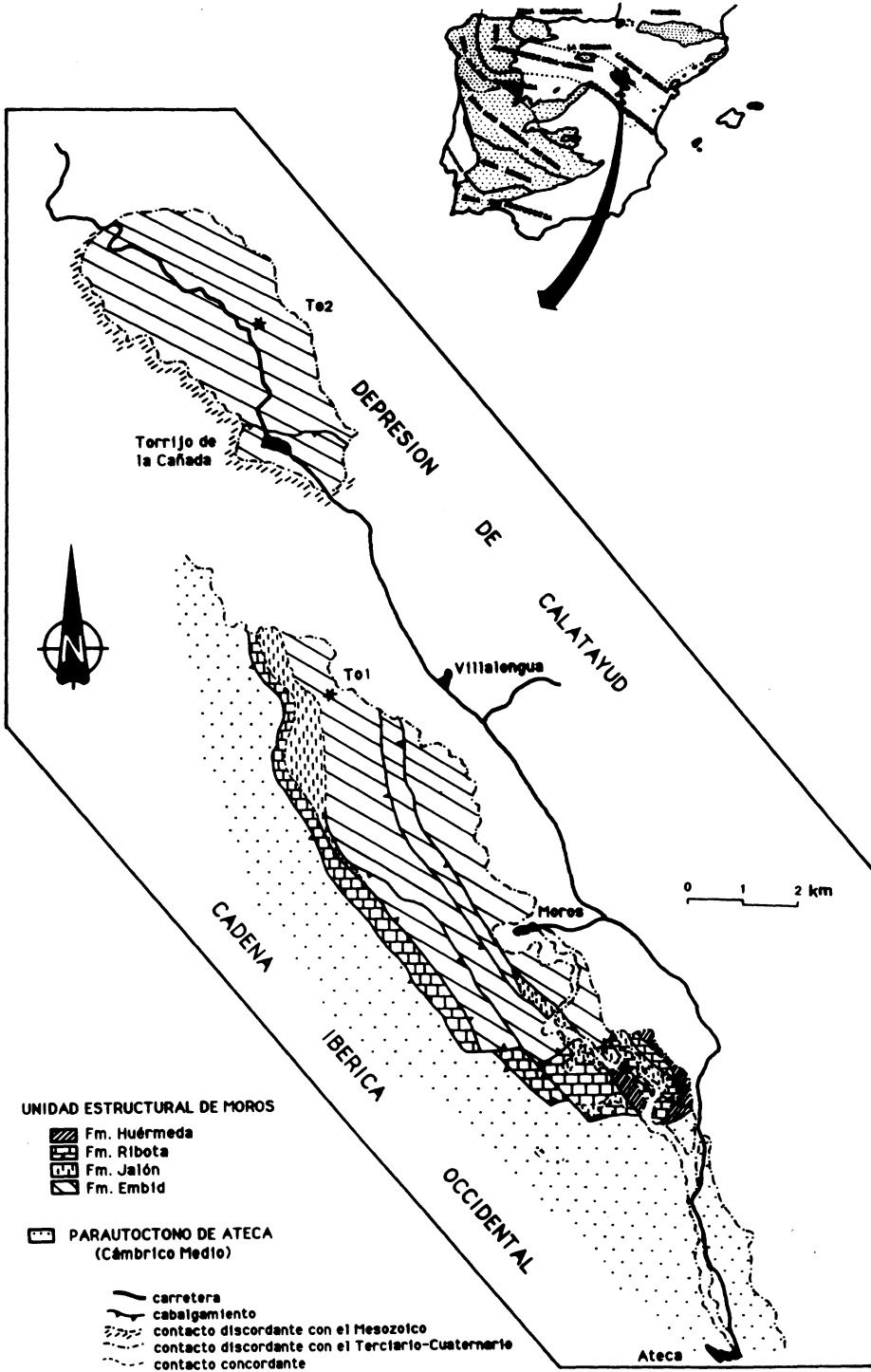


Fig. 1. Cartografía geológica de la unidad estructural de Moros (Cadena Ibérica Occidental) y localización de los perfiles estudiados (To1 y To2).

ción de esta unidad permite observar las rocas más antiguas de esta Cadena, representadas por las Formaciones Embid y Jalón (Fig. 1).

Se han levantado dos perfiles estratigráficos de la Formación Embid, uno al oeste de Villalengua y otro al norte de Torrijo. Este último aparece desconectado de la cadena por los materiales terciarios de la depresión de Calatayud-Teruel y el recubrimiento discordante de las calizas mesozoicas. El objetivo de este trabajo es describir los caracteres estratigráficos de la Formación Embid en la Cadena Ibérica Occidental, interpretando sus litofacies, sus relaciones entre icnofósiles y otras estructuras sedimentarias, y considerando su contexto ambiental. Finalmente, se correlaciona con otros afloramientos de la Cadena Ibérica Oriental, donde esta formación presenta mayor extensión superficial.

ANTECEDENTES

El primer autor en citar la presencia de la Formación Embid en este sector fue LOTZE, cuando define las formaciones del Cámbrico Inferior en 1929.

SCHMITZ (1971) describe esta formación al oeste de Villalengua y norte de Torrijo, estimando su potencia en unos 230 m. Cita la presencia de las icnoespecies *Astropolithon* sp. y *Cruziana cantabrica*. Respecto a la Formación Jalón estima su potencia en unos 170 a 180 m., situando su comienzo en la primera aparición de un banco dolomítico y citando la presencia en ella de los icnotaxones *Bergaueria* y *Astropolithon*.

MARTIN *et al.* (1989), basándose en la documentación complementaria de la Hoja del Plan Magna (Torrijo de la Cañada, inédita), indican la presencia de la Cuarcita de Bámbole, cuyos principales afloramientos sitúan en los alrededores de Torrijo, donde estiman una potencia visible de unos 600 m. de serie y diferencian dos conjuntos cuarcíticos separados por un tramo pelítico.

GABALDON (1990) presenta una serie

sintética del Cámbrico de la Cadena Ibérica Occidental, donde cita algo más de 150 m. de areniscas cuarcíticas y microconglomeráticas, con intercalaciones de algunos niveles pelíticos, que asigna a la Cuarcita de Bámbole e interpreta como la superposición de dos sistemas deltaicos. Describe la Formación Embid con unos 300 m. de pizarras (pelitas) e intercalaciones de capas areniscosas.

ALVARO (1991) cita la presencia de la Formación Embid en el núcleo de la denominada unidad estructural de Moros (ALVARO *et al.*, 1992). Debido a la gran abundancia de fallas y cabalgamientos de distinta importancia, resulta imposible la estimación acertada de la potencia y estratigrafía de esta formación en el frente meridional de la estructura. Más al norte, entre Villalengua y Torrijo, la menor incidencia de la deformación frágil ha permitido este estudio.

LITOESTRATIGRAFIA

Se han levantado dos perfiles estratigráficos denominados To1 y To2. El perfil To1 (Fig. 2a) se localiza en la margen derecha del río Manubles, en el barranco de la Corredera, al oeste de la localidad de Villalengua (coordenadas Lambert de muro: x=752,250, y=760,150; techo: x=751,900 y=760,650; hoja n.º 408 del MTN a escala 1:50.000). Esta secuencia es la más completa y la que presenta mejor exposición de todos los afloramientos, proponiéndose como hipoestratotipo de la Formación Embid en la Cadena Ibérica Occidental. Sólo hacia el techo del perfil aparece una falla, subparalela al plano de estratificación y de salto indeterminado. El muro aparece cubierto y el techo del perfil se continúa con los materiales de la Formación Jalón. Estos no han sufrido, en su parte basal, la intensa deformación dúctil que hace impracticable prolongar el perfil a los niveles suprayacentes.

En el perfil no aflora la transición inferior con la Formación Bámbole. La potencia observada de la Formación Embid es de

(Fig. 2a)

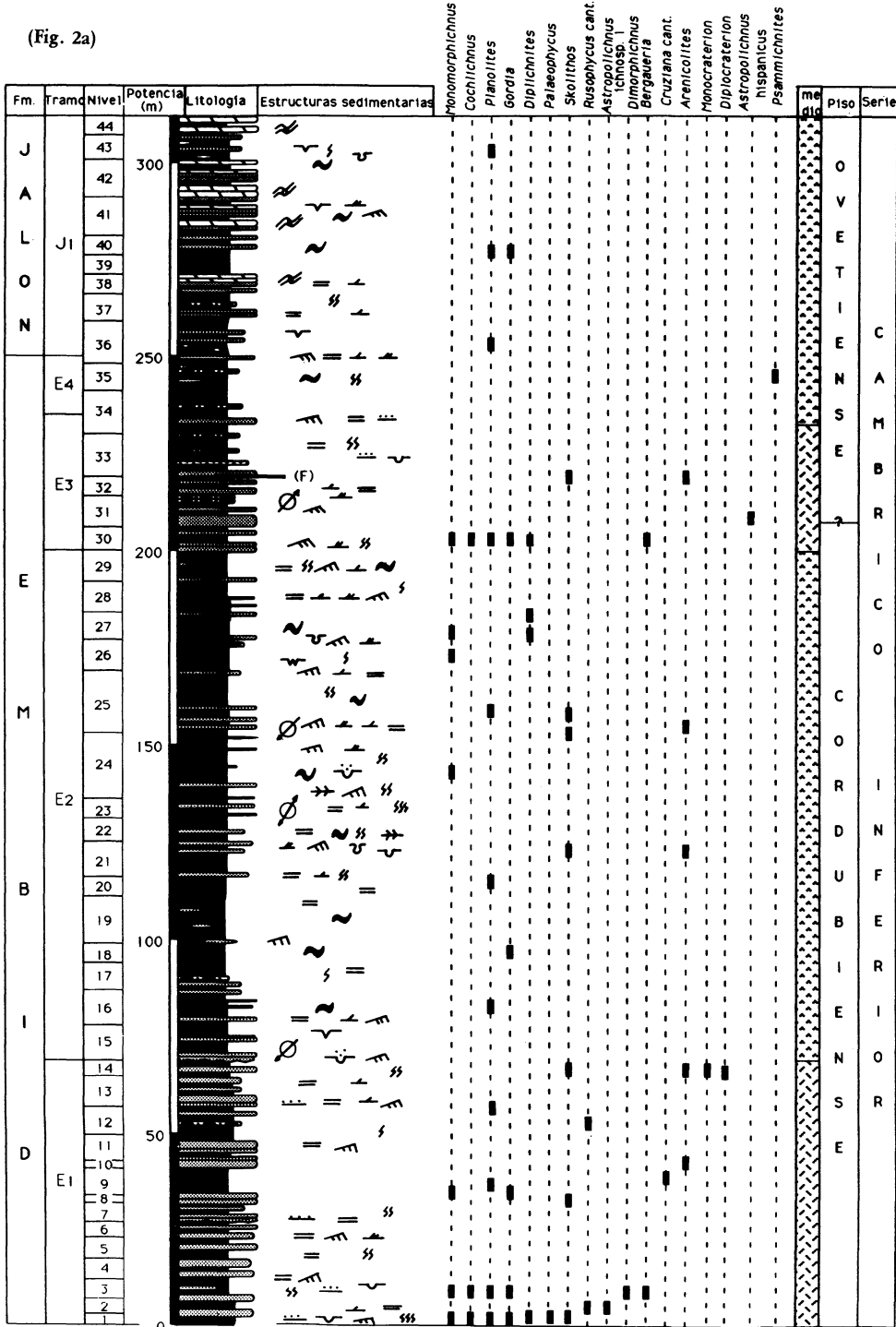
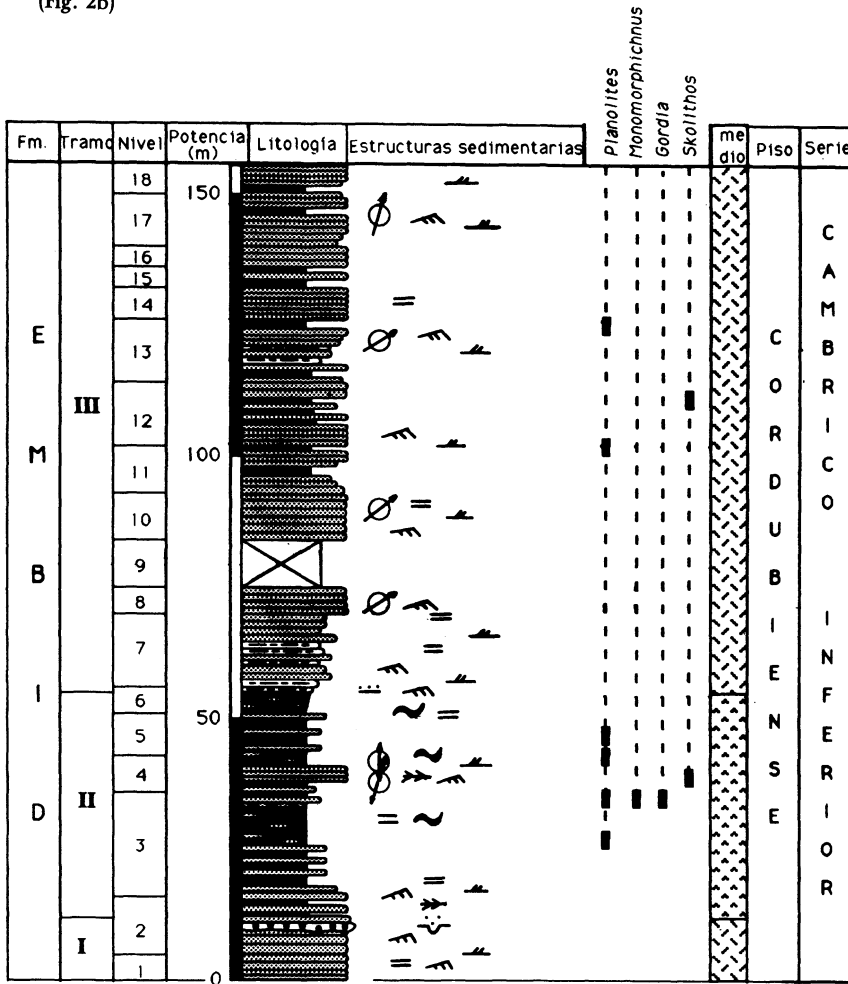


Fig. 2. Secciones estratigráficas To1 (Fig. 2a), To2 y leyenda (Fig. 2b).

(Fig. 2b)



LEYENDA DE LOS PERFILES

LITOLOGIA

- [Microconglomerado] microconglomerado
- [Samita de grano fino a grueso] samita de grano fino a grueso
- [Samita de grano muy fino] samita de grano muy fino
- [Lutita] lutita
- [Dolomía] dolomía
- [Cubierto] cubierto

MEDIO AMBIENTE

- [Sublitoral] Sublitoral
- [Litoral a sublitoral somero] Litoral a sublitoral somero

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

- [Base erosiva] base erosiva
- [Grietas de desecación] grietas de desecación
- [Grietas de sinéresis] grietas de sinéresis
- [Granoselección positiva] granoselección positiva
- [Huellas de carga] huellas de carga
- [Estromatolitos] estromatolitos
- [Grado de bioturbación] grado de bioturbación
- [Falla] (F) falla
- [Estratificación cruzada] estratificación cruzada
- [Estratificación de bajo ángulo] estratificación de bajo ángulo
- [Laminación paralela] laminación paralela
- [Herring-bone] herring-bone
- [Ripples en general] ripples en general
- [Wavy-lenticular] wavy-lenticular
- [Dirección de paleocorrientes] dirección de paleocorrientes

unos 250 m., y está constituida por una secuencia detrítica compuesta por una alternancia de lutitas-grauvacas verde oscuras, y cuarcitas-samitas grises oscuras en proporciones variables, con presencia local de niveles microconglomeráticos y un amplio espectro de restos paleoicnológicos. Se han diferenciado cuatro tramos litológicos, de acuerdo con la variación en la relación arenisca/lutita. Los caracteres peculiares de cada uno de estos tramos son reconocibles en el resto de los afloramientos, donde la tectónica interrumpe constantemente las sucesiones monoclinales.

En el primer tramo diferenciado (E1), con un espesor visible de 70 m., se observa una litofacies de areniscas grises de tamaño medio a muy fino, que alternan con lutitas y grauvacas micáceas de tonos verdes oscuros. El espesor de los bancos arenosos con estratificación cruzada y paralela no supera los 0,6 m., y sus techos suelen aparecer retocados por *ripples* simétricos y asimétricos que no muestran una orientación predominante. La presencia de láminas samíticas en los primeros niveles, con potencias inferiores a los 6 cm., con secuencias menores granodecrescentes (en algún caso, comenzando con un microconglomerado) de base erosiva y escasa continuidad lateral, indicaría la entrada de pulsos energéticos esporádicos en la cuenca (Lám. I, Fig. 1).

El segundo tramo (E2), de 130 m. de potencia, es el más variado en términos litológicos. Muestra un incremento en la proporción relativa de la lutita interestratificada en los bancos samíticos, así como una disminución en la potencia media de estos últimos. Los bancos arenosos de grano fino a medio, en capas de 5 a 15 cm., muestran laminación paralela, estratificación cruzada planar y de bajo ángulo, algunos con base erosiva, y *ripples* a techo. Frecuentemente se observa su acuñamiento lateral, destacando la existencia de superficies de reactivación tapizadas por láminas lutíticas, y estratificaciones cruzadas con paleocorrientes bipolares (*herring-bone*; Lám. I, Fig. 5).

Abundan las estructuras tipo *wavy*-lenticular, con predominio de la bioturbación y huellas de desecación (Lám. I, Fig. 4) y sinéresis (Lám. II, Fig. 7), en campos poligonales cortando la superficie de los *ripples*. La fracción lutítica posee una importante proporción de micas blancas, que enfatizan aún más la laminación horizontal milimétrica. Esta suele homogeneizarse por las abundantísimas estructuras biogénicas, y complicarse por estructuras de carga.

El tercer tramo (E3), con una potencia visible de 35 m., muestra en la base una alternancia con predominio de la componente samítica (con bancos arenosos de hasta 3 m. de espesor) y en el que, tras la interrupción de la falla, tiende a predominar la componente lutítica.

Finalmente, en el último tramo de la Formación Embid (E4), con un espesor visible de 12 m., vuelven las litofacies típicas del segundo tramo, con predominio de la fase lutítica y estructuras *wavy*-lenticular. La aparición esporádica de nódulos dolomíticos en la matriz lutítica marca el comienzo de la Formación Jalón, de la que afloran 63 m. (tramo J1). Este tramo consiste en una secuencia de lutitas, bancos arenosos y dolomías tableadas con estromatolitos de hasta 0,8 m. Estas últimas se disponen generalmente a techo de los bancos arenosos con estratificación cruzada, que se acuñan lateralmente. Junto a la presencia de frecuentes estructuras lenticulares, destaca la presencia de algún nivel de karstificación en las dolomías estromatolíticas (Lám. I, Fig. 7). La exposición subaérea se ve apoyada por frecuentes huellas de desecación del sustrato lutítico.

La segunda columna de la Formación Embid (To2; Fig. 2b), se ha levantado en el isleo de rocas cámbricas situado al norte de la localidad de Torrijo de la Cañada (barrijo de Valdecelada; coordenadas Lambert de muro: $x=751,2$, $y=766,7$; techo: $x=752,0$, $y=766,7$; hoja n.º 408), donde se ha podido identificar una evolución estratigráfica muy monótona, que ha sido di-

vidida en tres tramos. En el primer y tercer tramos (con potencias visibles de 12 y 102 m., respectivamente) predomina un importante desarrollo de bancos samíticos grises con laminación paralela y estratificación cruzada, con *sets* separados por superficies de reactivación, intercalaciones episódicas de lutitas, y algún nivel microconglomerático.

El tramo intermedio (40 m. de potencia) muestra frecuentes alternancias milimétricas lutita/arenisca, con estructuras *wavy-lenticular*, *ripples* de interferencia e intercalaciones de bancos arenosos finos (máxima potencia de 40 cm.) con estratificación y *herring-bone*.

Respecto a la asignación litoestratigráfica de esta segunda secuencia, estamos de acuerdo con la interpretación dada por LOTZE (1929, 1961) y SCHMITZ (1971) en considerarla como Formación Embid. Nos parece más acertado asignar esta secuencia a la Formación Embid, en contra de lo que plantean en sus trabajos MARTIN *et al.* (1989) y GABALDON (1990), dada la ausencia de los caracteres litológicos de areniscas cuarcíticas blancas, tan característicos de la Formación Bámbola, descritos en la Cadena Ibérica Oriental, tanto en su definición (LOTZE, 1929) como en trabajos posteriores (MITSCHKE-COLLANDE, 1982; VALENZUELA *et al.*, 1990, entre otros). A su vez, las asociaciones de pistas fósiles son más típicas de la Formación Embid que de la Formación Bámbola.

RELACIONES ENTRE ICNOFOSILES Y OTRAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Frente a la gran diversidad y cantidad de pistas fósiles presentes en las alternancias lutítico-arenosas del perfil To1, destaca la escasez de bioturbación en la To2. Este franco contraste es interpretable por el mayor tamaño de grano y la mayor frecuencia de capas samíticas en To2, provocando, en parte, un control de facies negativo para la aparición de estructuras biogénicas.

En To1 se han diferenciado las siguientes asociaciones de pistas fósiles y estructuras sedimentarias.

a) La primera asociación (nivel To1/1) se sitúa a techo de secuencias menores gradadas, de base erosiva y con potencias máximas de 6 cm. El techo lutítico, retocado por la acción del oleaje, presenta *Cochlichnus*, *Planolites* (Lám. I, Fig. 2), *Gordia*, *Palaeophycus*, *Skolithos* (de apenas 1 cm. de longitud) y *Diplichmites*. Corresponde a la colonización de un sustrato fangoso durante los periodos de calma energética del medio intercalados entre sucesivos pulsos energéticos, con predominio cualitativo de las trazas de sedimentívoros sobre la de suspensívoros.

La repetición de estos procesos hidrodinámicos en el tiempo, va acompañada de un enriquecimiento en los modelos de estructuras biogénicas. Así, en el nivel To1/2, los depósitos lutíticos, situados entre eventos energéticos más espaciados, han conservado la impronta de las icnoespecies *Astropolichnus* *ichnosp.* 1 (Lám. II, Figs. 1, 2) y *Rusophycus cantabricus* (SEILACHER, 1970). Tras un banco arenoso, se repiten los mismos procesos espaciados en el nivel To1/3, donde se amplía la asociación del primer nivel, con una mayor abundancia de huellas de artrópodos (*Dimorphichnus*, *Monomorphichnus*) y la aparición de improntas de medusoides sésiles (*Bergaueria*). Finalmente, en los niveles To1/33 y 34 se repiten los mismos procesos, con una disminución en la variabilidad del diseño icnológico con respecto al desarrollado en To1/1, que se ha tomado como referencia. La duración del periodo de calma entre dos episodios energéticos parece haber controlado la disponibilidad de nutrientes aportados y la oxigenación del medio. Entre episodios dilatados, se ha producido la colonización de organismos suspensívoros sésiles o artrópodos (trazas de paso). Al contrario, entre periodos muy cercanos, los procesos desarrollados han sido principalmente de alimentación.

b) La segunda asociación (To1/7 a 12), muestra una escasa variedad icnológica, con aislados *Planolites* y *Gordia*, asociada a una monotonía litológica de lutitas y bancos arenosos. La alternancia métrica de ambas litologías indicaría un medio de mayor uniformidad energética, con migración de barras arenosas en un sustrato dominado por la decantación lutítica, donde la escasez de aportes de nutrientes y/o de oxígeno disuelto en el agua no favorecería el desarrollo de la fauna bentónica en el sustrato fangoso lutítico.

En los niveles To1/9 y 12 se han localizado los icnogéneros *Cruziana* (Lám. II, Figs. 4, 5) y *Rusophycus*. Si bien en la asociación anterior, aprovecharon episodios de calma entre pulsos energéticos relativamente espaciados, aquí aparecen en litofacies más monótonas y con condiciones hidrodinámicas más estables.

c) La tercera asociación caracteriza los niveles con mayor tamaño de grano del tramo E2. Consiste en finas láminas de areniscas de grano fino a medio (de 0,1 a 0,8 m. de espesor), que se acuñan lateralmente, mostrando estratificación cruzada, de bajo ángulo y *herring-bone* (canales mareales y barras submareales). Aparecen tubos verticales simples o en U en las facies más arenosas, con secciones de hasta 0,8 cm. de diámetro, frecuentemente agrupadas en pares con rellenos arenosos finos, donde se han generado autigénicamente micras blancas, que resaltan aún más el contraste petrográfico del relleno, correspondientes a los icnogéneros *Skolithos* y *Arenicolites*. También ocupan algunas superficies de reactivación de las barras arenosas, que aparecen tapizadas por lutitas finas.

d) La cuarta asociación distintiva reconocida se ha localizado en los niveles finos de alternancia lutítico-arenosa (en niveles de 1 a 10 cm. de potencia), con frecuentes estructuras tipo lenticular-*wavy*. Aparecen huellas cilíndricas a subcilíndricas, rellenas con arenisca micácea de grano muy fino, ti-

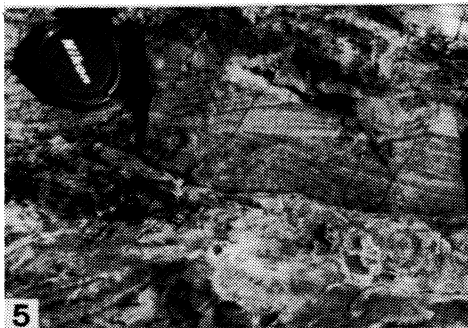
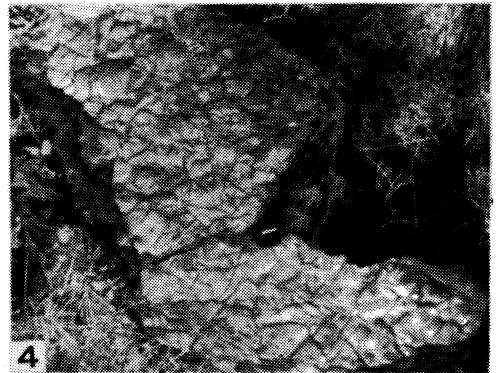
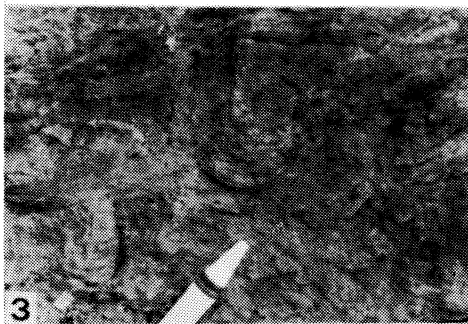
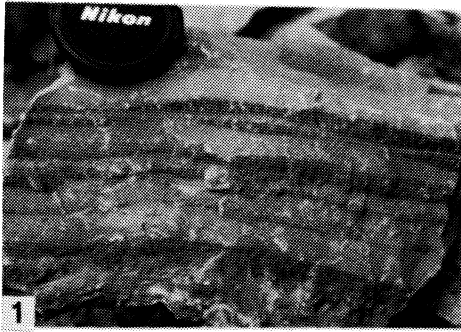
po *Planolites*. Su gran densidad en los sustratos de fracción heterolítica fina (*wavy*) llega en algunos casos a homogeneizar el sedimento, como ocurre en algunos niveles del segundo tramo (E2). También abundan trazas meandriformes lisas de hasta 5 mm. de anchura, tipo *Gordia*. Aparecen niveles lutíticos de sedimentación lenta e interrumpida, caracterizada por una completa homogeneización del sedimento por la bioturbación. Esta baja velocidad de sedimentación contrasta con otras capas lutíticas que conservan la laminación original (Lám. I, Fig. 6).

e) Una última asociación ha podido diferenciarse en el comienzo de la primera somerización de los depósitos (To1/14). Los bancos arenosos muestran la presencia de *Monocraterion*, *Diplocraterion* retrusivos (Lám. I, Fig. 3), *Arenicolites* y *Skolithos* (estos últimos inclinados 30° con respecto a la horizontal). La actividad de los organismos suspensívoros indica un medio energético, intermedio entre los caracteres claramente sublitorales de la facies infrayacente y los litorales de la suprayacente.

Resumen, en los episodios litorales a sublitorales muy someros de alta energía (E2, E4 y J1), destaca el retrabajamiento mecánico del sedimento, la baja diversidad paleoicnológica, el predominio de la infauna suspensiva y la escasez de trazas de artrópodos. Este hecho contrasta con la mayor diversidad y abundancia en los episodios sublitorales (E1 y E3), afectados por la influencia de los eventos energéticos y mareales, donde predomina la bioturbación de la epi e infauna sedimentívora, así como trazas de la actividad de artrópodos y medusoides.

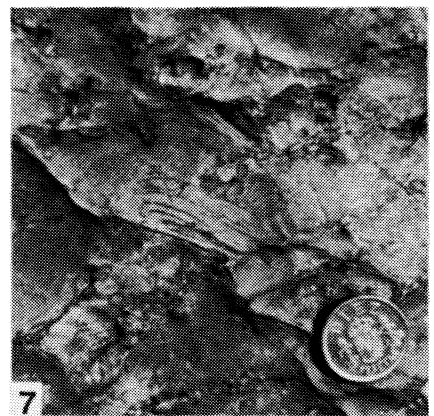
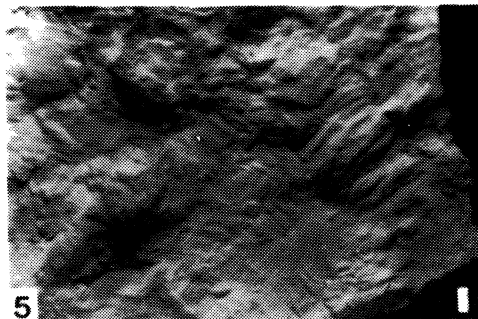
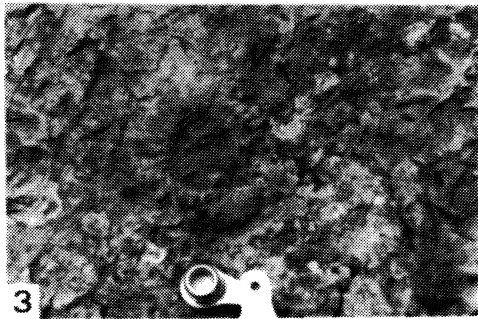
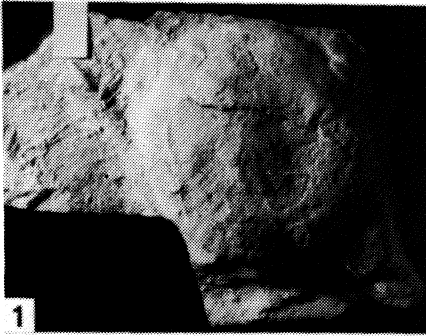
CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

La interpretación basada en las asociaciones descritas anteriormente en el perfil To1, sugiere un depósito comprendido en-



LAMINA I

- Fig. 1. Secuencias gradadas de base erosiva. Pulsos energéticos asimilables a tempestitas. Formación Embid. To 1/3. Diámetro de la escala 52 mm.
- Fig. 2. Superficie de estratificación mostrando *Planolites* en diversas orientaciones. Formación Embid. To 1/3. Diámetro de la escala 18 mm.
- Fig. 3. Dos ejemplares retrusivos de *Diplocraterion*. Formación Embid. To 1/14. Diámetro de la escala 10 mm.
- Fig. 4. Grietas de desecación desarrolladas en un sustrato fangoso lutítico. Formación Embid. To 1/15. Diámetro de la escala 52 mm.
- Fig. 5. Estratificación cruzada con orientaciones bipolares. *Herring-bone*. Formación Embid. To 1/21. Diámetro de la escala 52 mm.
- Fig. 6. Alternancia de capas lutíticas conservando estructuras sedimentarias primarias, con otras altamente bioturbadas, que indican variaciones en la velocidad de sedimentación. Formación Embid. To 1/22. Diámetro de la escala 9 mm.
- Fig. 7. Dolomía con estromatolitos (en tonos oscuros) con procesos de karstificación a techo, y recubierta posteriormente por una barra arenosa. Formación Jalón. To 1/44. Diámetro de la escala 52 mm.



LAMINA II

- Fig. 1. Ejemplar de *Astropolichnus ichnosp.* 1. Obsérvese en el plano inferior izquierdo las crestas radiales. Hiporelieve convexo. Formación Embid. To 1/2.
- Fig. 2. Vista lateral del ejemplar anterior. Crestas radiales en primer plano. Formación Embid. To 1/2. Barra 10 mm.
- Fig. 3. *Astropolichnus hispanicus*. Hiporelieve convexo. Formación Embid. To 1/31. Diámetro de la escala 12 mm.
- Figs. 4, 5. Varios ejemplares sobreimpuestos (algunos incompletos) de *Cruziana cantabrica*. En Fig. 4, detalle del ejemplar situado en la parte superior derecha de Fig. 5. Obsérvese la conservación de un único lóbulo de su estructura. Formación Embid. To 1/9. Barra 10 mm.
- Fig. 6. *Psammichnites*. Epirelieve convexo. Formación Embid To 1/35. Diámetro de la escala 52 mm.
- Fig. 7. Superficie de estratificación con *Monomorphichnus* rodeado por grietas de sinéresis. Formación Embid. To 1/16. Diámetro de la escala 18 mm.

tre un medio litoral a sublitoral somero, en un ambiente dominado por el efecto de las mareas y el oleaje (llanura mareal y canales mareales; E2 y E4-J1), y un medio sublitoral (circalitoral) con importante desarrollo de barras arenosas submareales. Este último (E1 y E3) exhibe localmente caracteres erosivos, indicando niveles de erosión bruscos, quizá debido a mareas fuertes y/o corrientes generadas por tormentas.

En contraste con esta secuencia, el perfil más oriental To2, muestra una evolución ambiental similar, pero en un medio más distal. La escasa diversidad y abundancia de estructuras biogénicas y el amplio desarrollo de barras arenosas submareales sugieren el depósito en un medio sublitoral de *shoreface*, con un episodio intercalado influenciado por la acción de las mareas. No obstante, pese a que el tipo de lito e icnofacies, y las afinidades sedimentológicas entre ambos perfiles nos permiten establecer una correlación aproximada entre ambas secuencias, no podemos afirmar taxativamente su correspondencia cronológica.

Hasta el momento, sólo en VALENZUELA *et al.* (1990) se había levantado una columna detallada de la transición Cordubiense-Ovetiense en las Cadenas Ibéricas. En este trabajo se estimó en unos 50 m. la potencia del Cordubiense Superior (comprendido entre los biohorizontes de primera aparición de *Rusophycus* sp. y *Astropolichnus hispanicus*; VALENZUELA *et al.*, 1990; LIÑAN *et al.*, en prensa). En la sección To1, aquí estudiada (la más suroccidental de las Cadenas), destaca una sedimentación en un medio más somero, llegando ocasionalmente a la exposición subaérea en E2. De acuerdo con estos datos, la tasa de sedimentación en este área, con un mínimo de 212 m. para el Cordubiense Superior, sería sensiblemente mayor que en los depósitos submareales del Bloque de Brea (Unidad de Mesones; VALENZUELA *et al.*, 1990). Ello indica que la subsidencia en este sector occidental fue mayor y explicaría la primera somerización (tramo E2)

por un episodio de colmatación. Sin embargo, toda consideración cronoestratigráfica queda abierta a modificaciones posteriores. Esta serie constituye el primer ejemplo publicado hasta el momento en las Cadenas Ibéricas (CRIMES *et al.*, 1977, han citado otro en la Zona Cantábrica), de aparición de distintos ejemplares del icnogénero *Astropolichnus* separados en el tiempo. La separación de 200 m. entre ambos biohorizontes y la asignación taxonómica de los ejemplares inferiores, podrían plantear en el futuro la reconsideración de la precisión de este icnofósil como indicador bioestratigráfico.

Respecto a la segunda fase de somerización, situada en la transición hacia la Formación Jalón, ha sido ya reconocida por otros autores (SCHMIDT-THOME, 1973; GAMEZ *et al.*, 1991) en otros sectores de las Cadenas Ibéricas, por lo que posee un carácter regresivo más extendido, y ha sido denominada regresión Cerro del Hierro por LIÑAN & GAMEZ (en prensa) quienes proponen su probable correlación a nivel peninsular con la regresión Woodlands (BRASIER, 1985).

Considerando la correlación entre los perfiles To1, To2 y el Bloque de Brea (VALENZUELA *et al.*, 1990), la somerización en To1 durante la transición Cordubiense-Ovetiense, y el transporte del sedimento en sentido NE en las barras submareales de ambos perfiles, parece que las series poseen un carácter facial progresivamente más distal conforme nos desplazamos hacia afloramientos más orientales en las Cadenas Ibéricas. Los datos aportados por estos afloramientos, los más suroccidentales de las Cadenas Ibéricas, sugieren la existencia de umbrales o áreas emergidas, durante esta transición, en el margen occidental de la cuenca cantabro-ibérica (LOTZE, 1961). Este umbral general, definido como Umbral Medio por LOTZE (1961), ha sido propuesto en las reconstrucciones paleogeográficas del Cámbrico en el área cantábrica de la cuenca (ARAMBURU *et al.*, 1992).

CONCLUSIONES

Se han levantado dos perfiles estratigráficos (To1 y To2) en los afloramientos de la Formación Embid, en las localidades de Villalengua y Torrijo de la Cañada (unidad estructural de Moros). La posición estratigráfica de los materiales estudiados infrayacentes a la Formación Jalón, la ausencia de los términos de areniscas cuarcíticas blancas características de la Formación Bámbola y los icnofósiles descritos permiten asignar estos afloramientos a la Formación Embid.

En el perfil To1, considerado como hi-poestratotipo, se han identificado un conjunto de icnofósiles que caracterizan la transición entre los Pisos Cordubiense y Ovetiense. Es la primera vez que se cita la presencia de distintos ejemplares del icnogénero *Astropolichmus* en diferentes puntos de

una misma secuencia estratigráfica (separados unos 200 m.), por lo que se plantea la necesidad de reconsiderar la precisión de su biohorizonte de aparición como indicador bioestratigráfico.

El análisis integrado paleoicnológico y sedimentológico de la transición Cordubiense-Ovetiense en la Cadena Ibérica Occidental, sugiere una alternancia de ambientes litorales y sublitorales (llanuras mareales y *shoreface*). La sedimentación de la Formación Embid en el perfil más suroccidental de las Cadenas Ibéricas ha registrado dos progresivas somerizaciones, que llegan a reflejar sus máximos en las exposiciones subaéreas del segundo miembro (E2) y el comienzo de la Formación Jalón (E4-J1). La primera se considera, por el momento, de carácter local y la segunda, reconocida en otras áreas de la cuenca, ligada a un fenómeno regresivo.

BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, J. (1991). *El Cámbrico Inferior y Medio en un sector de la Cadena Ibérica Occidental entre Ateca y Moros (Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza, 150 pp. Inédita.
- ALVARO, J. (En prensa). El Cámbrico Inferior y Medio en un sector de la Cadena Ibérica Occidental entre Villafeliche y Calamocha (margen derecha del río Jiloca, provincias de Zaragoza y Teruel). *Teruel*.
- ALVARO, J.; LIÑAN, E. & POCOVI, A. (1992). Un modelo alternativo al Anticlinal del Manubles (Cadena Ibérica Occidental). *Geogaceta* 12, 33-36.
- ARAMBURU, C.; TRUYOLS, J.; ARBIZU, M.; MENDEZ-BEDIA, I.; ZAMARREÑO, I.; GARCIA-RAMOS, J. C.; SUAREZ DE CENTI, C. & VALENZUELA, M. (1992). El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. En: GUTIERREZ MARCO, J. C.; SAAVEDRA, J. & RABANO, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, 397-421.
- BRASIER, M. D. (1985). Evolutionary and geological events across the Precambrian-Cambrian boundary. *Geology Today Sept-Oct* 141-146.
- CRIMES, T. P.; LEGG, I.; MARCOS, A. & ARBOLEYA, M. (1977). ?Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. En: *Trace fossils 2* (Crimes, T. P. & Harper, J. C. Eds.), 91-138. *Geological Journal Special Issues* no. 2. Seel House Press. Liverpool.
- GABALDON, V. (1990). Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas. *Bol. Geol. y Minerol* 101(6), 3-33.
- GAMEZ, J. A.; FERNANDEZ-NIETO, C.; GOZALO, R.; LIÑAN, E.; MANDADO, J. & PALACIOS, T. (1991). Bioestratigrafía y evolución ambiental del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria. Cadena Ibérica Oriental). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 16, 251-271.
- GOZALO, R. & LIÑAN, E. (1988). Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Est. Geol.* 44, 399-404.
- LIÑAN, E. & GAMEZ, J. A. (En prensa). Lower Cambrian Palaeogeography of the Iberian Peninsula and its Relations with some other European Areas. *Bull. Soc. géol. France*.
- LIÑAN, E.; PEREJON, A. & SDZUY, K. (En prensa). The Cambrian Stages and Stratotypes from the Iberian Peninsula. A revision. *Geological Magazine*.

- LOTZE, F. (1929). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-ph. kl nF* 14(2), 320 pp. Traducción española por M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA. Estratigrafía y Tectónica de las Cadenas paleozoicas Celtibéricas. *Publ. Extranj. Geol. Esp.* 8, 313 pp. Madrid, 1955.
- LOTZE, F. (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil I. Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. math. naturwiss. Kl.* 6, 216 pp. Traducción española por J. GOMEZ DE LLARENA. El Cámbrico de España. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 75 256 pp. Madrid, 1970.
- MARTIN, D.; RUIZ, V. & NAVARRO, D. (1989). Estratigrafía y estructura del Paleozoico en la terminación Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Bol. Geol. y Minero* 100(6), 1.046-1.058.
- MITSCHE-COLLANDE, C. (1982). *Erläuterungen zur Geologischen Kartierung des Gebietes NW Co-dos. Provinz Zaragoza. NE Spanien*. Tesis de Licenciatura Univ. Würzburg, 152 pp. Inédita.
- SCHMIDT-THOME, M. (1973). Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). *Geologisches Jahrbuch* B 7, 141 pp.
- SCHMITZ, U. (1971). Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen Ketten nördlich Ateca (Zaragoza, NE-Spanien). *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 22, 123 pp.
- VALENZUELA, J. I.; GAMEZ, J. A.; LIÑAN, E. & SDZUY, K. (1990). Estratigrafía del Cámbrico de la región de Brea. Cadena Ibérica Oriental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 85(1-4), 45-54.

Recibido, 27-IV-93

Aceptado, 30-VI-93