

# LA SUCESIÓN SEDIMENTARIA DEL PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR EN EL SECTOR CENTRAL DE LA ZONA CENTRO IBÉRICA: LITOSTRATIGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y FACIES SEDIMENTARIAS

M.I. Valladares, P. Barba, J.R. Colmenero, I. Armenteros, y J.M. Ugidos

*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.*

**Resumen:** Se subdividen los sedimentos del Precámbrico superior-Cámbrico inferior del sector central de la Zona Centro Ibérica en doce unidades litoestratigráficas. Es una sucesión fundamentalmente siliciclástica, cuyo espesor oscila entre 1.800 y 3.900 m. De cada una de las unidades se dan caracteres litológicos, geoquímica de pelitas y se describen e interpretan las facies y asociaciones de facies que las caracterizan. Estas últimas revelan que la sedimentación tuvo lugar en medios de talud y de base de talud, principalmente a través de corrientes de turbidez y *debris flows*, y en menor medida de deslizamientos submarinos, suspensiones diluidas y corrientes tractivas. Se reconocen dos secuencias deposicionales separadas por una discontinuidad de tipo I. La inferior está integrada por las Unidades I a IV y en ella están representados los Cortejos de Mar Bajo, Transgresivo y de Mar Alto. La superior comienza en la base de la Unidad V y termina probablemente en la Formación Calizas de Tamames; en ella están representados el estadio de Nivel del Mar Bajo y oscilaciones de menor rango del nivel del mar superpuestas a la secuencia general. Nuevos datos geoquímicos confirman dos composiciones del área madre y muestran una variación vertical gradual.

**Palabras clave:** Litoestratigrafía, geoquímica, sedimentología, estratigrafía secuencial, Precámbrico superior-Cámbrico inferior, Zona Centro Ibérica.

**Abstract:** The Upper Precambrian-Lower Cambrian sedimentary succession in the central areas of the Central Iberian Zone has been subdivided into twelve lithostratigraphic units, mostly siliciclastic, ranging in thickness between 1,800 and 3,900 meters. The lithological and geochemical features of each unit are given and facies and facies associations characterizing those Units are described and interpreted. The facies associations show that sedimentation occurred in slope and base of slope environments, mainly resulting from turbidity currents and debris flows, and to a lesser extent from submarine slides and tractive flows. Two depositional sequences, separated by a type I unconformity, are recognized. The lower one consists of Units I to IV and a lowstand systems tract, a transgressive systems tract and a highstand systems tract are identified. The upper one begins at the base of Unit V and probably ends at the top the Calizas de Tamames Formation. The upper sequence records a lowstand systems tract and sea level oscillations of minor order. New geochemical data confirm two compositions derived from the source area and show a gradual vertical variation.

**Key words:** Lithostratigraphy, geochemistry, sedimentology, sequence stratigraphy, upper Precambrian-lower Cambrian, Central Iberian Zone.

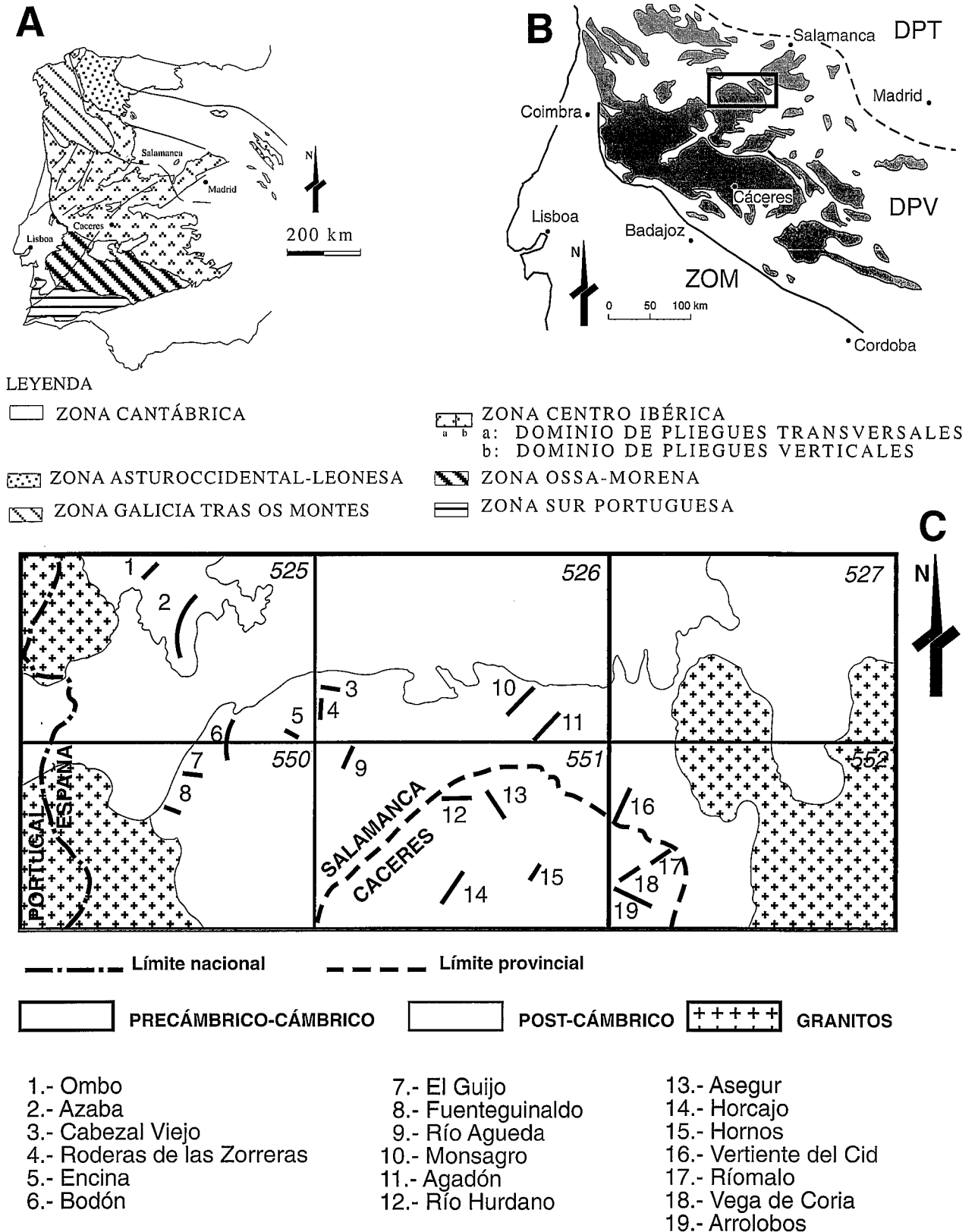
Valladares, M.I., Barba, P., Colmenero, J.R., Armenteros, I. y Ugidos, J.M. (1998): La sucesión sedimentaria del Precámbrico superior-Cámbrico inferior en el sector central de la Zona Centro Ibérica: litoestratigrafía, geoquímica y facies sedimentarias. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4):271-283.

En el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Díez Balda *et al.*, 1990a), las sucesiones sedimentarias del Precámbrico superior-Cámbrico inferior ocupan extensos afloramientos en amplios antiformes separados por estrechos sinclinales marcados por la Cuarcita Armoricana del Ordovícico inferior (Fig. 1A, B).

Debido a la monotonía litológica, a la escasez de contenido fósil y a la importante deformación que afecta a estas sucesiones sedimentarias, su edad y correlación es un problema que entraña grandes dificultades. Estas sucesiones recibieron distintos nombres en dife-

rentes áreas de la Zona Centro Ibérica: Complejo Esquisto Grauváquico en Portugal y área de Salamanca-Cáceres (Carrington da Cósta, 1950; García de Figuerola, 1970) y Alcudense en el área de Alcudia-Montes de Toledo (Tamain, 1972).

Estudios más recientes permitieron dividir las unidades litoestratigráficas más o menos formales (Fig. 2): Unidades Inferior y Superior (Rodríguez Alonso, 1985), Formaciones Monterrubio, Aldeatejada, Arenisca de Tamames, Caliza de Tamames y Pizarras de Endrinal (Díez Balda, 1986), Grupos Domo Extreme-



**Figura 1.-** A) Zonación del Macizo Ibérico según Díez Balda *et al.* (1990a). B).-Distribución de afloramientos de rocas sedimentarias del Precámbrico superior-Cámbrico inferior en el Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica, con indicación de la zona estudiada (rectángulo). C).-Localización de las secciones parciales que se citan en el texto a partir de las cuales se han establecido las Unidades litoestratigráficas.

ño, Ibor y Valdelacasa (Alvarez Nava *et al.*, 1988), Series Inferior, Intermedia y Superior (Robles y Alvarez Nava, 1988), Alcudiense Inferior, Alcudiense Superior y Pusiense (San José *et al.*, 1990), Grupos Domo Extremeño e Ibor-Río Huso (Vidal *et al.*, 1994), Grupos Las Beiras y Duero (Bernardo de Sousa, 1995), Alogrupos Domo Extremeño, Ibor y Valdelacasa (Santamaría, 1995). En algunos casos las unidades mayores se dividieron en unidades menores de distintos rangos: formaciones (Alvarez Nava *et al.*, 1988), episodios y ciclos (San José *et al.*, 1990), complejos y secuencias (Santamaría, 1995).

La localización reciente de distintos hallazgos paleontológicos permitió diferenciar, dentro de estas sucesiones, aunque no en todo el Dominio de Pliegues Verticales, la parte que pertenece al Cámbrico inferior de la que pertenece al Precámbrico superior (Brasier *et al.*, 1979; Liñán *et al.*, 1984; Palacios, 1989; Liñán *et al.*, 1993; Vidal *et al.*, 1994; Gámez Vintaned y Liñán, 1996). Sin embargo, la posición exacta del límite Precámbrico-Cámbrico en la columna general permanece aún controvertida (Palacios y Vidal, 1995).

Uno de los problemas en el estudio de estas sucesiones es el desacuerdo que hay entre los distintos autores sobre la presencia o no de discordancias separando partes de la sucesión. Así, hay autores que indican la existencia de dos discordancias (Alvarez Nava *et al.*, 1988; Robles y Alvarez Nava, 1988; San José *et al.*, 1990; Santamaría, 1995), otros que indican sólo una discordancia (Bouyx, 1970; Ortega y González Lodeiro, 1986; Ortega *et al.*, 1988; Díez Balda *et al.*, 1990a) y finalmente los que afirman que hay un tránsito gradual entre las distintas unidades diferenciadas (Rodríguez Alonso, 1985; Vidal *et al.*, 1994).

Otro de los problemas es la falta de una división general aceptada de la columna estratigráfica en unidades con validez regional, debido a que la mayoría de los trabajos tratan aspectos tectónicos o paleontológicos y en ellos sólo se acompaña una sucinta descripción estratigráfica de carácter local. Ello trae como consecuencia que haya grandes discrepancias en aspectos tan básicos como: a) posición en la serie general de las unidades diferenciadas por los distintos autores; b) presencia o no de discordancias y número e importancia de las mismas; c) espesor total de la sucesión, que para unos autores es de unos 4.500 m mientras que para otros llega a los 22.000 m. Además, hay una proliferación de nombres para las distintas unidades litológicas, lo que supone grandes problemas de correlación entre sectores de la Zona Centro Ibérica.

Este trabajo tiene la intención de proporcionar datos litoestratigráficos, sedimentológicos y geoquímicos. Para ello se han realizado casi 12.000 m de series repartidas en 52 secciones parciales, de las cuales se han señalado las más significativas en la figura 1C, distribuidas por seis hojas 1/50.000 del sur de Salamanca, oeste de Ciudad Rodrigo y mitad norte del Domo de las Hurdes. Esto permite identificar doce unidades litoestratigráficas reconocibles en la región estu-

diada y establecer una serie estratigráfica de validez, al menos local. Además, en el trabajo se dan los caracteres geoquímicos de estos materiales y se hace una descripción e interpretación de las facies y asociaciones de facies más comunes.

### Antecedentes y contexto geológico

El área de estudio se localiza en el suroeste de la provincia de Salamanca y norte de la de Cáceres (Fig. 1C). Corresponde, por tanto, a la parte norte del Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica (Díez Balda *et al.*, 1990a). En ella, las sucesiones del Precámbrico superior-Cámbrico inferior están constituidas por varios miles de metros de rocas siliciclásticas, con dos intercalaciones de rocas carbonatadas, una en la parte media y otra en la parte superior. Estos materiales están afectados por un metamorfismo en facies de esquistos verdes.

De los distintos autores que trabajaron en la zona, Rodríguez Alonso (1985) distinguió dos Unidades en el área de Las Hurdes. La Unidad Inferior es una alternancia de areniscas y lutitas con conglomerados, niveles caóticos y rocas anfibólicas hacia la parte alta. El espesor atribuido es 4.000-7.000 m y la edad Neoproterozoico terminal por microfósiles e ichnofósiles (Rodríguez Alonso y Palacios, 1995). Separada de ella por un contacto gradual, que a veces es erosivo, se encuentra la Unidad Superior, de naturaleza fundamentalmente pelítica, en la que además de pizarras negras se intercalan areniscas, conglomerados a veces con clastos de fosfatos y niveles lenticulares de calizas arenosas y rocas cuarzo-anfibólicas. El espesor atribuido es 4.000 m y la edad Vendense por la presencia de ichnofósiles y el metazoo *Cloudina* (Rodríguez Alonso y Palacios, 1995).

Díez Balda (1980) diferenció en el área situada al norte de la Sierra de Tamames las formaciones Monterrubio y Aldeatejada. La primera la forman hasta 2.800 m de pizarras arenosas, pizarras negras bandeadas y varios tramos de areniscas y conglomerados a veces con cantos fosfatados. En tránsito gradual sobre ella, la Formación Aldeatejada se compone de hasta 3.100 m de limolitas y pizarras con niveles de areniscas, lentejones de carbonatos y pizarras negras; estas últimas son más frecuentes hacia la base. Aunque ambas formaciones se dataron como Cámbrico inferior (Díez Balda, 1980; Díez Balda *et al.*, 1990b), por encontrarse en continuidad estratigráfica bajo las Formaciones Arenisca de Tamames y Caliza de Tamames, de edad Cámbrico inferior por la presencia de trilobites y arqueociatos (García de Figuerola y Martínez García, 1972; Perejón, 1972), el hallazgo posterior de *Cloudina* en la parte alta de la Formación Aldeatejada hizo que la edad cambiase al límite Precámbrico-Cámbrico o Proterozoico terminal (Oczlon y Díez Balda, 1992; Díez Balda y Vegas, 1992).

Otros autores (Robles y Alvarez Nava, 1988; Nozal y Robles, 1988; Martín Herrero, 1989) dividie-

Rodríguez Alonso 1985	Díez Balda 1986	Alvarez Nava <i>et al.</i> 1988	Robles y Alvarez Nava 1988	San José <i>et al.</i> 1990	Vidal <i>et al.</i> 1994	Santamaría 1995	Bernardo de Sousa 1995	Este trabajo
Unidad Superior	Fm. Endrinal Fm. Cz. de Tamames Fm. A. de Tamames Fm. Aldeatejada Fm. Monterrubio	Grupo Valdelacasa	Serie Superior	Pusiense	Grupo Ibor -Río Huso	Alogrupo Valdelacasa	Grupo Duero	XII XI X IX VIII VII VI V
			Grupo Ibor	Serie Intermedia		Alcudiense Superior		Alogrupo Ibor
Unidad Inferior		Grupo Domo Extremeño	Serie Inferior	Alcudiense Inferior	Grupo Domo Extremeño	Alogrupo Domo Extremeño	Grupo Beira	III II I

Figura 2.- Cuadro de las unidades establecidas por los distintos autores que han trabajado en el Dominio de los Pliegues Verticales y de las distinguidas en este trabajo.

ron estas sucesiones en Series Inferior, Intermedia y Superior, separadas por discordancias. La Serie Inferior equivale a la Unidad Inferior de Rodríguez Alonso (1985), pero el espesor mínimo señalado es 6.000-7.000 m. La Serie Intermedia alcanza un espesor máximo de 500 m y está compuesta de pizarras negras con un nivel de rocas carbonatado-detríticas con brechas calcáreas. La Serie Superior comienza con un nivel de megabrechas fundamentalmente carbonatadas, con areniscas, limolitas, pizarras, conglomerados, tramos de pizarras negras, areniscas y calizas encima, con un espesor que supera los 4.000 m. Por correlación con Montes de Toledo, los autores señalados atribuyeron a las tres Series una edad Rifeense superior, Vendiense superior y Cámbrico inferior respectivamente. Posteriormente, estas edades de las unidades de Montes de Toledo fueron modificadas por Liñán *et al.* (1993), Vidal *et al.* (1994), Gámez Vintaned y Liñán (1995, 1996) al encontrar trazas fósiles, acritarcos y *Cloudina*. Las dos unidades inferiores fueron asignadas al Vendiense superior y el límite Precámbrico-Cámbrico fue fijado hacia la base de la Serie Superior por encima del nivel de megabrechas.

Trabajos posteriores de tipo estratigráfico, sedimentológico, petrológico y geoquímico parciales realizados por miembros de este equipo (Valladares *et al.*, 1993; Valladares, 1995; Valladares *et al.*, 1995a, b; Ugidos *et al.*, 1995; Ugidos *et al.*, 1997a, b), permitieron identificar varios conjuntos litoestratigráficos de centenares de metros de espesor y gran extensión lateral entre los que no hay evidencia de discordancias, aunque sí de discontinuidades estratigráficas, ya que se observa una evolución gradual de facies, ambientes sedimentarios y composición química.

### Litoestratigrafía, facies y asociaciones de facies

Las series estudiadas han permitido identificar doce unidades litológicas cuya constancia, homogeneidad, extensión lateral y espesor de centenares de metros, las hace aptas para ser definidas formalmente. Sin embar-

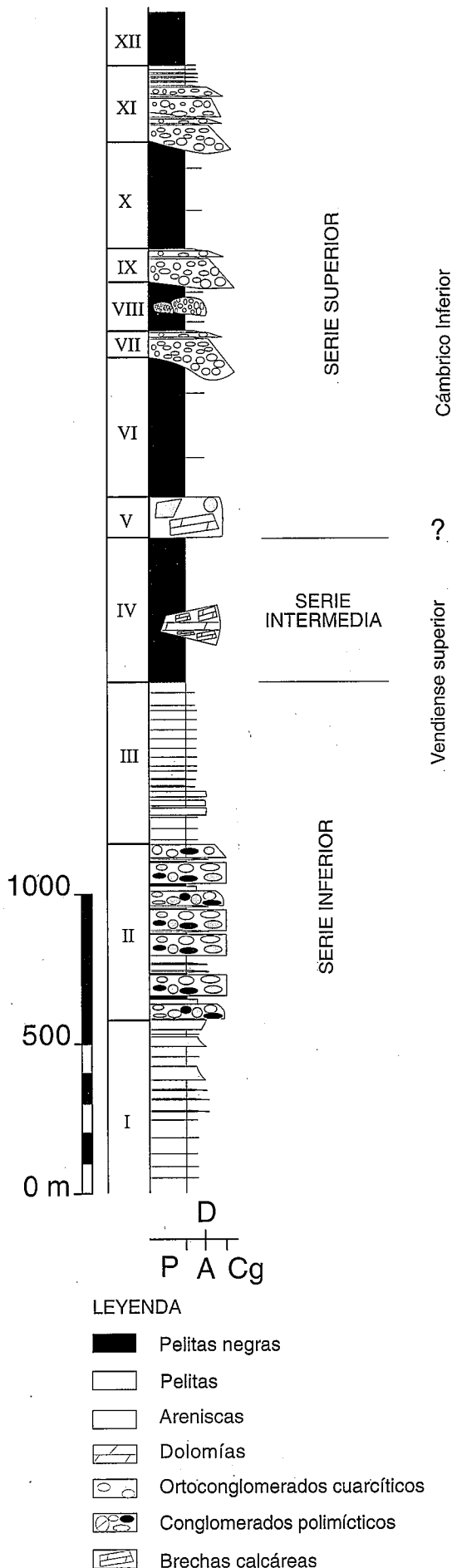
go, en este momento se considera todavía prematuro esa definición formal, debido a la pequeña extensión que ocupa la región trabajada dentro de la cuenca Centro-Ibérica (Fig. 1B) y a que es una zona estructuralmente compleja. Comparando con las tres Series citadas anteriormente, las Unidades I a III equivaldrían a la Serie Inferior, la Unidad IV a la Serie Intermedia y las Unidades V a XII a la Serie Superior (Fig. 3). Petrográficamente, las areniscas de las Unidades I a III se clasifican como arenitas/grauvacas líticas (Ugidos *et al.*, 1997a), mientras que las areniscas de las Unidades VII a XI son menos maduras mineralógicamente, con una mayor proporción de feldespato y micas, por lo que se clasifican como arenitas/grauvacas líticas más o menos feldespáticas.

El estudio sedimentológico detallado de las doce Unidades diferenciadas ha permitido individualizar catorce facies principales cuya descripción e interpretación se sintetiza en la Tabla I. De estas facies, seis corresponden a conglomerados y brechas, dos a areniscas, tres a alternancias arenisca-pelita, dos a pelitas y una a depósitos caóticos. La génesis de las mismas se interpreta como correspondientes a corrientes de turbidez y otros flujos asociados a abanicos submarinos profundos, como flujos en masa del tipo *debris flows*, corrientes tractivas y procesos de decantación. Las facies y asociaciones de facies más características que aparecen en cada una de las Unidades litoestratigráficas se expresan en la Tabla II, junto a la interpretación propuesta de las mismas.

#### Unidad I

Es la base de la serie general en la zona y se desconoce su límite inferior. Esto hace que el espesor de la Unidad varíe mucho, desde un mínimo de 97 m (río Hurdano) a un máximo de 585 m en el corte de Agadón, el cual constituye la sección más representativa y de mejor acceso. El límite con la Unidad superior es concordante y erosivo.

Son areniscas masivas en capas de 1-3,5 m de espesor, areniscas con estratificación cruzada en capas de



50-70 cm y alternancias centimétricas de arenisca-pelita. Las areniscas masivas tienen color gris claro, grano fino a medio y cantos de pizarra negra de hasta 10 cm, dispuestos paralelos a la estratificación; a veces muestran estructuras de deslizamiento. Las areniscas con estratificación cruzada que es planar o en surco, son de grano medio. Las areniscas de las alternancias son de grano fino a muy fino y muestran laminación paralela, de *ripples* (con cierta frecuencia *climbing ripples*) y granoselección positiva; también hay estratificación *flaser*, ondulada y lenticular. Todas estas litologías forman secuencias positivas de 1-6 m de espesor y muy raramente negativas de 2-8 m. Las bases de las capas arenosas son netas y planares y tienen frecuentes estructuras de deformación por escape de fluidos y carga; los techos son en general netos y ondulados y raramente muestran gradación a pelita.

En esta Unidad las asociaciones más características corresponden a canales y a lóbulos. Los primeros están representados por secuencias estrato- y granodecrecientes (facies B1, C2, C3 y D1) y los segundos por secuencias estrato- y granocrecientes, ambas de potencias métricas. La facies B2, que es frecuente en esta Unidad, se interpreta como el resultado del salto hidráulico que transforma una corriente de turbidez de alta densidad en otra de baja densidad (Mutti, 1992). Todos los caracteres anteriores permiten interpretar la Unidad como correspondiente a la transición canal-lóbulo en la zona media de abanicos submarinos profundos (Mutti y Normark, 1987).

*Unidad II*

Presenta contactos concordantes con las Unidades inferior y superior, si bien el inferior es además erosivo. La Unidad aparece completa en los cortes de Horcajo (600 m), Asegur (550 m) y Río Hurdano (225 m). El segundo es uno de los cortes más completo y accesible.

Se caracteriza esta Unidad por la presencia de numerosos niveles de conglomerados de hasta 18 m de espesor y geometría tabular, con una extensión lateral de varios kilómetros, lo cual permite distinguirla fácilmente de las adyacentes que tienen naturaleza de grano más fino. Intercaladas entre los conglomerados hay areniscas masivas en capas de espesor métrico con cantos de pizarra negra, y escasas alternancias arenisca-pelita, todo ello formando secuencias granodecrecientes de 9 a 50 m de espesor.

Los conglomerados son orto- y paraconglomerados polimodales y poligénicos, con matriz pelítica o arenosa de grano fino a muy fino, a veces laminada y de color negro. En cada tramo, los clastos están redondeados a subredondeados y se hallan desorganizados o con una grosera gradación inversa-normal; los de mayor tamaño, cantos y bloques, son de rocas

Figura 3.- Serie estratigráfica sintética de la sucesión sedimentaria del Precámbrico superior-Cámbrico inferior en el sector central de la Zona Centro Ibérica.

Facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Presencia en Unidades	Interpretación
A1	Orto- y paraconglomerados. Cantos de areniscas, pizarras, conglomerado y cuarzo. Matriz: pelita o arena.	Base erosiva planar o cóncava, techo plano. Desorganizadas o granoselección inversa-normal. Capas 50 cm-18 m.	Abundante en II. Presente en V.	Debris flow.
A2	Ortoconglomerados. Cantos de cuarcita y blandos. Matriz arenosa.	Base erosiva cóncava, techo plano o convexo. Granoselección normal. Geometría lenticular. Capas 1-15 m.	Abundante en VII, IX, XI. Presente en VI.	Lag y corrientes turbidíticas de alta densidad.
A3	Paraconglomerados. Cantos de cuarzo y cuarcita. Matriz pelítica o arenosa negra.	Base erosiva plana, techo plano. Granoselección inversa-normal. Capas de hasta 2 m.	Abundante en II.	Debris flow.
A4	Megabrechas con bloques de carbonato, conglomerados, areniscas y pellas. Matriz: pelita o arena.	Base erosiva cóncava, techo plano o irregular. Desorganizadas, slumps. Capas de 8-45 m.	Abundante en V. Presente en II y VIII.	Derrumbes y deslizamientos.
A5	Brechas calcáreas granosoportadas, cantos aplanados. Matriz: arena o pelita.	Base erosiva cóncava o planar, techo planar o con cantos sobresaliendo. Desorganizada. Geometría lenticular. Capas de hasta 3,5 m.	Abundante en IV.	Debris flow.
A6	Ortoconglomerados calcáreos. Matriz: arena o carbonato.	Base erosiva cóncava, techo plano. Imbricaciones, estratificación cruzada planar. Geometría lenticular. Capas de hasta 1 m.	Presente en V.	Lags retrabajados por corrientes tractivas.
B1	Arenisca, grano fino a medio, cantos blandos.	Base erosiva planar, techo plano o convexo. Desorganizada. Marcas de corriente y de deformación por carga en muro. Granoselección normal, slumps, amalgamaciones. Capas de hasta 3,5 m.	Abundante en I, II, VII y XI. Presente en V y IX.	Corrientes de turbidez de alta densidad. Deslizamientos.
B2	Arenisca de grano fino a veces medio.	Base plana, techo convexo y ondulado. Laminación cruzada planar de bajo a alto ángulo, a veces en surco. Cantos en base de capas. A veces sets separados por pasadas de pelita. Capas de 10 a 80 cm.	Presente en I, II, IV y V.	Depósitos residuales retrabajados por corrientes tractivas uni- y bidireccionales.
C1	Dobletes de areniscas con cantos-calizas.	Cada doblete de hasta 5 cm. Base erosiva planar, techo planar. Granoselección inversa. Escape de fluidos (flame, pillars, pseudonódulos).	Abundante en IV.	Congelación de alfombra de tracción en la base de corrientes de turbidez de alta densidad.
C2	Alternancia arenisca-pelita. Areniscas, grano fino-muy fino.	Cada alternancia de 2-65 cm. Base erosiva planar, paso gradual a pelita. Secuencias de Bouma completas e incompletas. Estructuras de deformación en base de capas, climbing ripples.	Abundante en I, III, IV, VII y XI. Presente en II, VI, VIII, IX y XII.	Corrientes de turbidez de alta y baja densidad. Decantación.
C3	Alternancia arenisca-pelita. Areniscas, grano fino-muy fino.	Cada alternancia de 2-35 cm. Arenisca: base erosiva planar, techo nelo y ondulado, con laminación paralela, ripples de corriente, estratificación flaser, ondulada y lenticular. Salto brusco de tamaño de grano entre arena y pelita. Direcciones de paleocorriente opuestas en interior y techo de capas de areniscas.	Abundante en I, II, III, IX y XI.	Corrientes de turbidez de baja densidad. Flujos tractivos que retrabajan materiales anteriores. Decantación.
D1	Pelitas con lenticulas de areniscas de grano muy fino a limo.	Estratificación lenticular, ripples de corriente, laminación paralela.	Abundante en I, III, IV, VI, VII, VIII, X, XI y XII.	Corrientes de turbidez de baja densidad. Decantación.
D2	Pelitas negras.	Laminación paralela, sulfuros, nódulos de fosfato, slumps, cicatrices erosivas.	Abundante en IV, VI, VIII, X y XII.	Decantación.
E	Alternancia areniscas-pelita. Pelitas con lenticulas de areniscas. Pelitas negras.	Slumps y cicatrices erosivas.	Abundante en III, IV, VI, VIII y X. Presente en I y II.	Deslizamientos.

Tabla I.- Características principales de las facies individualizadas en este trabajo: litologías, estructuras sedimentarias, presencia e interpretación de los procesos deposicionales que las originan.

sedimentarias (arenisca, pizarra negra, limolita y a veces conglomerado y fosfato) y los más pequeños y escasos son de cuarzo y cuarcita. El centil llega hasta 1 m y la media está entre 20 y 30 cm en los tramos conglomeráticos más bajos y disminuye en los superiores. Las capas tienen geometría planar y base erosiva; su espesor varía entre 0,5 y 18 m, aunque la mayoría están entre 5 y 8 m de espesor. Separando las distintas capas de conglomerados puede haber pasadas de milímetros a centímetros de pelita negra con sulfuros.

Las areniscas asociadas pueden ser masivas o tener estratificación cruzada planar y en surco. Las masivas son de color gris claro u oscuro, tienen grano fino a medio aunque pueden llegar a grueso y presentan cantos dispersos de pizarra negra; las capas aparecen con frecuencia amalgamadas y son de espesor métrico; tienen geometría canaliforme o planar con frecuentes estructuras de deformación por carga. Las areniscas con estratificación cruzada constituyen capas de 30-50 cm de espesor. De forma ocasional, superpuestas a ambos tipos de areniscas aparecen delgadas alternancias de arenisca-pelita de menos de 20 cm de espesor, similares a las de la unidad anterior. Son frecuentes las estructuras de deslizamiento.

La Unidad está integrada casi exclusivamente por secuencias positivas de relleno de canales a partir de depósitos de *debris flows* y de corrientes de turbidez de alta concentración. Dichos canales serían del tipo erosional (Mutti y Normark, 1987), por el escaso desa-

rollo de las facies de desbordamiento asociadas. Todo ello permite interpretar a la Unidad como generada en complejos de canales distributarios de zonas internas de abanicos submarinos.

### Unidad III

Sus límites inferior y superior son concordantes con las Unidades adyacentes. El inferior se observa en los cortes de Arrolobos, Horcajo y Río Hurdano, mientras que el superior se ve en Vega de Coria, Río Hurdano y Monsagro. La sección más completa y accesible es la del Río Hurdano, donde el espesor es de 550 m.

Está compuesta por una alternancia de arenisca-pelita de unos milímetros a unos pocos centímetros de espesor, con intercalaciones de areniscas grises, de 20 a 50 cm de espesor, grano fino a muy fino y laminación paralela y de *ripples* o sólo de *ripples*. En las alternancias son frecuentes las estratificaciones ondulada y lenticular y mucho más escasa la *flaser*; con frecuencia presentan estructuras de deslizamiento y cicatrices erosivas. Forman con las areniscas secuencias granodecrescentes de 1 a 8 m de espesor. Las bases de todas las capas de arenisca son netas y planares y presentan, a veces, estructuras de carga; los techos son netos y ondulados o gradacionales a las pelitas.

En contraposición a la Unidad anterior, la III está integrada por facies de grano fino (C2, C3 y D1) correspondientes a procesos de desbordamiento. El espesor considerable que adquieren estas facies, unido a la

Unidades	Facies presentes	Asociaciones características	Interpretación	Secuencias	
XII	C2, D1, D2	D1→D2	TALUD, SEDIMENTACIÓN AUTÓCTONA	CORTEJO DE MAR BAJO	SECUENCIA 2
XI	A2, B1, C2, C3, D1	A2→B1→C2 (C3)→D1	ABANICO INTERNO, COMPLEJOS DE CANALES DISTRIBUTARIOS		
X	D1, D2, E	E, D1→D2	TALUD SUPERIOR Y FACIES AUTÓCTONAS DESLIZADAS		
IX	A2, B1, C2, C3, D1	A2→C2→D1 B1→C2 (C3) D1→C2(C3)→B1	ABANICO INTERNO, COMPLEJOS DE CANALES DISTRIBUTARIOS		
VIII	A4, C2, D1, D2	C2→D1→D2	TALUD, SEDIMENTACIÓN AUTÓCTONA		
VII	A2, B1, C2, D1	A2→B1→C2→D1	ABANICO INTERNO, COMPLEJOS DE CANALES DISTRIBUTARIOS		
VI	A2, C2, D1, D2, E	D1→D2 C2→D1→D2	TALUD, SEDIMENTACIÓN AUTÓCTONA DESLIZADA		
V	A1, A4, A6, B1, B2, C3, D2	A4→A1 →B1 A6→B2 D2→C3→B2	BASE DE TALUD, AVALANCHAS Y CAÍDA DE BLOQUES	LÍMITE DE SECUENCIA TIPO 1	CORTEJO DE MAR BAJO
IV	A5, B2, C1, C2, D1, D2, E	A5→C1→D1, (E)	BASE DE TALUD, "SLOPE APRON"	CORTEJOS TRANSGRESIVO Y DE MAR ALTO	
III	C2, C3, D1, E	C2→C3→ D1 (E)	ABANICO INTERNO, CUÑAS DE DESBORDAMIENTO	Cuña de nivel bajo	
II	A1, A3, A4, B1, B2, C2, C3, E	A1 (A3)→B1→C3	ABANICO INTERNO, COMPLEJOS DE CANALES DISTRIBUTARIOS	Sistema de abanico submarino	
I	B1, B2, C2, C3, D1, E	B1→C2 (C3)→D1 D1→C2 (C3)→B1	ABANICO MEDIO, TRANSICIÓN CANAL-LOBULO		

Tabla II.- Principales asociaciones de facies en las distintas Unidades, interpretación medioambiental y secuencias deposicionales.

presencia frecuente de deslizamientos en las mismas y a la escasez de canales en las series, hace que se interprete esta asociación como cuñas de desbordamiento (*overbank wedges*) en el sentido que dan a estos depósitos Mutti y Normark (1987), quienes los asocian a sedimentación en zonas de talud de material procedente de deltas activos. Previamente, habían sido descritos como depósitos de *channel levee* por Mutti (1985).

Unidad IV

El límite inferior es concordante con la Unidad subyacente y el superior concordante y erosivo con la Unidad siguiente y se observa en las secciones de Fuenteguinaldo, El Guijo, El Bodón, Roderas de las Zorreras, Ombo, Rivera de Azaba y Monsagro. Tiene un espesor máximo de 450-500 m en la zona de Cabezal Viejo y El Guijo y mínimo de 40 m en Monsagro.

Está compuesta por pelitas negras masivas o laminadas con materia orgánica, nódulos de fosfatos y abundantes cristales euhedrales de piritita de hasta 4 mm, diseminados o concentrados en niveles. Entre las pelitas aparecen intercaladas areniscas oscuras de grano muy fino y con laminación de *ripples*. Forman capas de hasta 30 cm de potencia, continuas o lenticulares, y con base plana, a veces con estructuras de tipo *flame*, y techo ondulado. La proporción arena/pelita siempre es inferior a 1/3, en aquellos tramos donde aparecen las capas arenosas.

Los caracteres descritos anteriormente se observan mejor en la sección de Riomalo de Abajo. Sin embargo, en las secciones del borde NW del Domo de las Hurdes y del W de Ciudad Rodrigo, dentro de la mitad superior de la Unidad, aparece una intercalación de rocas mixtas (carbonatado-detríticas) que forma lentes de hasta 3 km

de extensión y 260 m de potencia (Valladares, 1995). La mejor representación de este tramo se observa en el corte de Cabezal Viejo, donde se reconocen alternancias métricas de brechas calcáreas y calizas arenosas estratificadas en capas inferiores a 20 cm. Las brechas calcáreas son clasto-soportadas y están constituidas, sobre todo, por cantos y bloques planos, procedentes de las calizas arenosas asociadas. Forman capas de hasta 3,5 m de potencia, tabulares o canaliformes, y en ellas los clastos se hallan desorganizados y a veces sobresaliendo del estrato. Los tramos estratificados muestran pistas orgánicas en el muro de algunas capas y están constituidos por: a) alternancias de menos de 5 cm de espesor de calizas arenosas o areniscas claras y calizas grises oscuras, con bases erosivas planares y frecuente laminación paralela; b) calizas arenosas beige con cantos, en capas de 6-25 cm y con granoselección negativa; c) calizas arenosas con laminación cruzada planar de bajo ángulo (Valladares y Rodríguez Alonso, 1988; Valladares, 1995).

A lo largo de toda la Unidad son frecuentes las estructuras de deformación: deslizamiento, cicatrices erosivas, escape de fluidos, *flame*, pseudonódulos, *pillars*, etc. Las paleocorrientes indican dirección NE-SW sin poder precisar sentido, mientras que los deslizamientos se producen hacia el SW (Valladares, 1995).

El depósito de la Unidad tuvo lugar de acuerdo con Valladares (1995) en zonas de base de talud por procesos de *debris flows* y de corrientes de turbidez de alta densidad transportando clastos y granos carbonatados procedentes de los márgenes de plataformas adyacentes y/o resedimentados desde el propio talud.

#### Unidad V

Con las Unidades inferior y superior tiene límites erosivo y neto, respectivamente. Ambos contactos se observan en los cortes de El Bodón, Rivera de Azaba, El Guijo, La Encina, Ombo y Monsagro, pero donde la unidad está mejor expuesta y alcanza mayor desarrollo (130 m) es en la sección de La Encina. En uno de los bloques calcáreos de esta sección, Vidal *et al.* (1994) citan la presencia de *Cloudina*, lo que les llevó a correlacionar esta Unidad con los carbonatos del Grupo Ibor de Montes de Toledo. Dicha correlación puede no ser correcta debido a que, en Montes de Toledo las calizas están *in situ* mientras que aquí corresponden a sedimentos alóctonos resedimentados en un talud (Valladares, 1995). Parece más lógico pensar que los carbonatos del Grupo Ibor se correspondan con las calizas detríticas de la Unidad IV.

Se trata de una megabrecha formada por bloques carbonatados de hasta 6 m, y en menor proporción de conglomerados, areniscas y pelitas, dispersos de forma caótica en una matriz pelítica. Forma acumulaciones lenticulares, con bases y techos irregulares, de 8-45 m de espesor y extensión lateral de centenares de metros. Asociados a ellas hay orto- y paraconglomerados desorganizados, con bases y techos igualmente irregulares y cambios laterales de espesor. En otras zonas, como Ombo, la megabrecha es sustituida por ortoconglomerados calcáreos con clastos muy redondeados de hasta 6 cm de diámetro y matriz arenosa calcárea o silíceo. Estos conglomerados están en capas de geometría canaliforme de hasta 1 m de espesor, y pasan verticalmente a areniscas tabulares de grano medio en capas de 10-40 cm con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, dando lugar a secuencias de hasta 2,5 m de espesor. Los cambios laterales de facies indican una procedencia desde el SW (Valladares, 1995).

Esta Unidad, integrada en la mayor parte del área estudiada por facies de megabrechas y conglomerados formando cuerpos olistostrómicos, fue depositada en la base del talud por derrumbes, deslizamientos y caídas de bloques. Sin embargo, en el NW del área, las acumulaciones anteriores son reemplazadas por secuencias estrato- y granodecrecientes correspondientes a pequeños canales rellenos de ortoconglomerados con estructuras tractivas (facies A6) y secuencias estrato- y granocrecientes de progradación de barras (Valladares, 1995).

#### Unidad VI

Su contacto es concordante con la megabrecha o los conglomerados calcáreos de la Unidad subyacente y se observa en El Bodón, Ombo, Rivera de Azaba, El Guijo y Monsagro. El límite superior es ligeramente gradual con la Unidad siguiente y se observa en Rivera de Azaba, El Guijo y Monsagro. La sección más característica es la de El Bodón, pero debido a que el límite superior está fallado, el techo de la Unidad es mejor reconocerlo en la sección de Rivera de Azaba. El espesor de la Unidad varía entre 90 y 240 m.

Son pelitas negras laminadas, con señales de deslizamiento y cicatrices erosivas. En ellas, son abundantes los cristales de pirita dispersos o alineados en niveles y esporádicamente, se intercalan areniscas de grano muy fino, con laminación paralela o cruzada de *ripples*, en niveles de hasta 5 cm de espesor, con base neta y planar, a veces deformada por carga. En la sección de Monsagro donde las estructuras de deslizamiento son más abundantes, hay además intercalaciones centimétricas a métricas de ortoconglomerados, con base erosiva planar y techo irregular, formados por clastos de cuarzo, arenisca, conglomerado y pizarra negra, redondeados a muy redondeados, polimodales y desorganizados.

La Unidad corresponde al depósito, en condiciones reductoras, de material en suspensión y de corrientes de turbidez de baja densidad (facies D2 y C2) en áreas del talud sedimentario. Estas condiciones de baja energía fueron interrumpidas frecuentemente por deslizamientos gravitacionales (facies E) y la llegada de flujos hiperconcentrados (Mutti, 1992) transportando material conglomerático (facies A2) a través de pequeños canales.

#### Unidad VII

Posee ambos contactos, inferior y superior concordantes con las Unidades adyacentes, aunque este último es brusco. Esta Unidad se reconoce en las secciones de Monsagro, El Guijo y Rivera de Azaba, con espesores respectivos de 59, 50 y 90 m. En la serie de Monsagro, Pérez García (1996) citó el icnofósil *Psammichnites* que indica una edad Cordubiense inferior para la Unidad. El afloramiento más característico es el de Rivera de Azaba.

Está constituida por una alternancia de areniscas y pelitas ordenadas en secuencias de Bouma. Las areniscas tienen color beige a gris oscuro, grano fino y están estratificadas en capas de 0,20 a 1 m, con bases netas y planares, a menudo deformadas por carga, y techos ondulados y graduales hasta las pelitas. Éstas tienen color gris claro y espesores que varían desde centímetros hasta varios metros. Ambas litologías forman secuencias positivas, y raramente negativas, de orden métrico.

En Monsagro, dentro de la sucesión anterior, se intercalan cuerpos canaliformes de hasta 50 m de potencia y extensión inferior a 500 m constituidos por capas de ortoconglomerados y areniscas de grano muy grueso, de 10 a 15 m de espesor, superpuestas erosivamente. Cada una de ellas, está compuesta por clastos muy redondeados de cuarzo, arenisca, conglomerado y pizarra negra, desorganizados u ordenados en una grosera gradación normal; el centil es de 50 cm y la media de 5 cm.

En esta Unidad la asociación más característica es la integrada por las facies de relleno de canal y de desbordamiento, lo que permite interpretarla como correspondiente a complejos de canales distributarios en áreas internas de abanicos submarinos. La presencia únicamente en el área de Monsagro de la facies A2 en la base de los canales, sugiere que en este dominio dichos ca-



nales fueron de naturaleza mixta (erosionales-deposicionales), mientras que en el resto de la región fueron fundamentalmente deposicionales (*sensu* Mutti y Normark, 1987). Las secuencias de desbordamiento se generarían adyacentes a los canales durante sus etapas de relleno.

#### Unidad VIII

Como la anterior tiene límites conformes con las Unidades adyacentes y su mejor representación corresponde a la sección de Rivera de Azaba donde alcanza 165 m, aunque el máximo espesor se da en Monsagro con 240 m.

Está constituida por pelitas negras con caracteres muy similares a los de la Unidad VI, pero con menor cantidad de sulfuros e intercalaciones areniscosas. En Monsagro, la sucesión se ve interrumpida por la presencia de una acumulación canaliforme, de hasta 20 m de espesor y cientos de metros de extensión lateral, constituida por bloques de conglomerados de hasta 10 m de diámetro, aislados dentro de una alternancia arenisca-pelita con una disposición caótica.

Los caracteres deposicionales que posee esta Unidad son prácticamente similares a los ya descritos en la Unidad VI, con la excepción de que, en este caso, en el área de Monsagro, las intercalaciones clásticas gruesas están formadas por bloques conglomeráticos previamente consolidados, lo que indica una canibalización de materiales previos, por inestabilidad tectónica o por reocupación de antiguos canales.

#### Unidad IX

Se separa de la Unidad inferior por la presencia de capas de areniscas y un cambio notable en el color que se hace claro. El espesor es de 85 m en El Guijo y varía entre 115-120 m en Rivera de Azaba y Monsagro. Estas últimas secciones son las más características aunque muestran aspectos distintos.

En Rivera de Azaba son areniscas de color beige o gris, grano fino y ocasionalmente medio, en capas de 20-80 cm de espesor, ordenadas en secuencias negativas (y más raramente positivas) de 1,5-8 m de espesor. Las capas tienen bases netas y planares y techos ondulados o planos. Las más potentes poseen cantos blandos en su interior y las restantes laminación paralela y de *ripples*, a veces *climbing ripples*, hacia el techo. Hay intercalaciones de pelitas grises con espesores de hasta unos centímetros. En Monsagro las capas de arenisca son más delgadas y se intercalan con pelitas formando secuencias incompletas de Bouma, de 1 a 10 cm de espesor. Entre las secuencias se intercalan niveles de ortoconglomerados de 0,4 a 2 m de espesor, con geometría ligeramente canaliforme, formados por cantos de hasta 10 cm de diámetro, de cuarzo y pizarra negra y en menor proporción de arenisca y feldespato, dispuestos de forma masiva o con una grosera granoselección normal. Junto con las areniscas forman secuencias positivas de hasta 20 m de espesor.

Las asociaciones de facies existentes en la Unidad

indican, de forma parecida a como ocurrió en la Unidad VII, que su depósito se produjo en zonas internas de abanico submarino dentro de canales complejos y en áreas intercanales próximas a los mismos. El tipo y jerarquía de estos canales varía de unos sectores a otros. En la zona de Monsagro la facies A2 constituye el relleno fundamental de los canales lo que permite interpretar a éstos como del tipo erosional, con delgados depósitos de desbordamiento. Sin embargo, esta facies está ausente en los afloramientos del sector NW, donde las secuencias tienen relleno arenoso y arenoso-pelítico, indicando un carácter deposicional; ello va acompañado por un mayor desarrollo de las secuencias estrato- y granocrecientes correspondientes a desbordamientos.

#### Unidad X

Posee caracteres similares a los de las Unidades VI y VIII, tanto en lo que se refiere a composición litológica, como en naturaleza de los límites. El espesor varía entre 365 m en El Guijo y 70 m en Monsagro, donde a pesar de su menor espesor se encuentra mejor representada.

Son pelitas negras laminadas con esporádicas intercalaciones de arenisca de grano muy fino y limolitas, en formas de lentes o capas continuas de espesor menor a 10 cm, con laminación de *ripples* de corriente. Con frecuencia la Unidad presenta estructuras de deslizamiento y cicatrices erosivas.

Esta Unidad, formada en su mayor parte por facies pelíticas, se interpreta como el depósito, en ambientes reductores del talud sedimentario, de material fino transportado a través de suspensiones y corrientes turbidíticas de muy baja densidad.

#### Unidad XI

Únicamente se encuentra completa en la sección de Rivera de Azaba donde alcanza un espesor de 260 m; en la sección de Monsagro, donde también se ha identificado, sólo afloran los 100 m inferiores. Se diferencia bien de las Unidades adyacentes por su color claro y su granulometría gruesa.

Está compuesta de dos tramos arenoso-pelíticos, separados por un tramo intermedio más conglomerático. El inferior consta de 80 m de alternancias de areniscas de grano fino y pelitas de color gris claro, formando secuencias positivas de 2-5 m de espesor. Las areniscas tienen base neta y planar y techo ondulado y se hallan en capas de 10-80 cm que con frecuencia tienen laminación paralela y *ripples* en su interior. Las pelitas están en capas de 0,7 y 1 m de espesor y se hallan laminadas o con pequeñas lentes de arenisca.

El tramo intermedio alcanza 150 m de espesor y está compuesto por ortoconglomerados y areniscas ordenados en secuencias positivas de 0,6 a 3 m de espesor, que a su vez forman otras mayores, también de carácter positivo, de hasta 30 m. En los conglomerados los cantos de cuarzo predominan sobre los lutíticos y areniscosos. Todos ellos están muy redondeados y ordenados de for-

Unidad	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O
I	0,05-0,37	0,87-1,88	3,46-4,66	2,69-3,26	18,17-20,44	2,10-3,99
II	0,00-0,24	1,12-1,54	3,52-4,20	2,61-3,38	18,31-20,05	2,41-3,72
III	0,00-0,27	1,43-2,58	2,83-3,63	2,97-3,43	19,43-21,51	1,10-2,49
IV	0,20-0,49	1,39-1,82	3,27-4,04	2,81-3,05	20,27-22,88	1,80-2,57
VI	0,37	1,03	4,37	3,04	21,38	4,24
VII	0,00	0,15	4,67	2,49	23,98	31,13
VIII	0,49	1,23	3,26	2,60	21,46	2,65
IX	0,00-0,42	0,13-1,79	3,54-4,19	2,61-2,98	22,97-27,44	2,07-27,23
X	0,02	0,11	4,64	2,88	25,41	42,18
XI	0,03	0,18	4,42	2,92	23,09	24,56
XII	0,15	0,27	4,11	2,96	23,65	15,22

Tabla III.- Datos químicos más relevantes de elementos mayores en pelitas de las distintas unidades.

ma granodecreciente; el centil es de 10 cm y la media de 0,5 cm. Las capas son de geometría canaliforme con potencias de hasta 2 m. Las areniscas forman capas de 2 a 0,5 m de espesor, tabulares, con base erosiva y frecuentes estructuras de carga; a lo largo de cada secuencia el tamaño de grano varía de muy grueso y con frecuentes cantos lutíticos, hasta fino.

El tercer tramo, de unos 50 m de espesor, está integrado por areniscas de grano fino y pelitas ordenadas en secuencias incompletas de Bouma de hasta 40 cm de espesor ( $T_{b,e}$  y  $T_{c,a}$ ). A veces hay bioturbación en las pelitas.

La Unidad refleja de nuevo una vuelta a la sedimentación más activa, primero a través de corrientes de turbidez de alta y baja concentración (tramo inferior), posteriormente mediante complejos de canales distributarios de carácter mixto (tramo intermedio), y finalmente, una progresiva pérdida en la frecuencia y densidad de los flujos turbidíticos (tramo superior). Esta ordenación puede ser el resultado tanto de migraciones laterales de los ambientes sedimentarios (causas autocíclicas) como de la progradación y abandono de los abanicos por variaciones en el volumen de aportes (causas alocíclicas).

#### Unidad XII

Es el techo de la sucesión en la zona, por tanto se desconoce su espesor total, pero supera los 180 m. De nuevo son pelitas negras laminadas y con sulfuros, que en la parte inferior de la Unidad alternan con capas de arenisca de hasta 30 cm de espesor con laminación paralela y de *ripples*.

Finalmente, esta Unidad refleja una recurrencia a las condiciones más pasivas, con sedimentación por decantación y débiles corrientes de turbidez. La escasez de

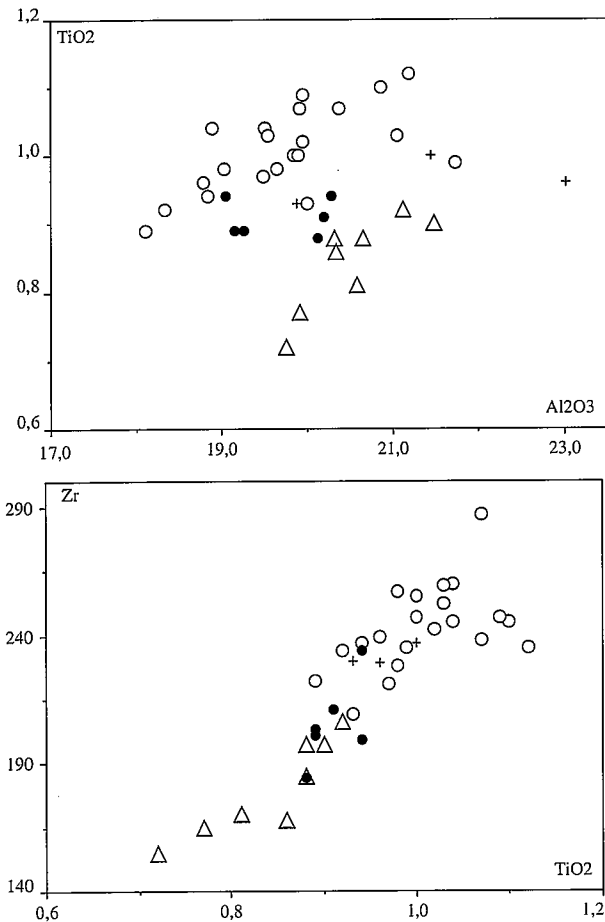
afloramientos de esta Unidad impide hacer mayores precisiones sedimentológicas.

#### Caracterización geoquímica

Valladares *et al.* (1993) y Ugidos *et al.* (1995, 1997a, b) han realizado interpretaciones geoquímicas a partir de datos obtenidos en pelitas pertenecientes claramente a las Series Inferior y Superior (Robles y Alvarez Nava, 1988) de estas sucesiones. Estos datos han puesto de manifiesto que las pelitas que integran ambas unidades son geoquímicamente diferentes, debido probablemente a variaciones en la composición del área madre. Para esos trabajos, el muestreo se llevó a cabo en zonas alejadas del «contacto» Serie Inferior-Superior en la cartografía publicada, a fin de evitar posibles errores en la adscripción de las muestras a una u otra Serie. El mejor conocimiento actual de la estratigrafía ha facilitado un muestreo exhaustivo y sistemático que abarca todas las Unidades diferenciadas excepto la V, donde no hay pelitas. Algunos de los resultados geoquímicos obtenidos son los siguientes:

1) las Unidades I a IV presentan una notable homogeneidad geoquímica de elementos mayores tal como indican los similares rangos de valores de relaciones elementales en cada una de ellas (Tabla III). Esta característica refleja proporciones similares de minerales mayores (cuarzo, filosilicatos, feldespatos) en las pelitas de estas Unidades y sugiere que no hay cambios bruscos entre las mismas.

2) las Unidades IX a XII, se caracterizan, comparadas con las Unidades anteriores, por rangos más restringidos, y ligeramente más bajos, de la relación SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, más altos valores de la relación Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> y, es-



**Figura 4.-** Diagrama de discriminación de las principales Unidades. Círculos vacíos: Unidades I a III. Círculos llenos: Unidad IV. Cruces: Unidades VI a VIII. Triángulos: Unidades IX a XII. Nótese la posición intermedia de la Unidad IV entre las otras. Datos analíticos de Ugidos *et al.* (1997a) y no publicados.

pecialmente, por sus diferentes relaciones de elementos alcalinos (Tabla III).

3) contrariamente a las diferencias claras entre los dos grupos de Unidades anteriores, las Unidades VI a VIII representan un grupo geoquímicamente menos homogéneo y muestran afinidades tanto con las Unidades IX a XII como con las Unidades I a IV (Tabla III). Este aspecto es anómalo respecto a la homogeneidad de los otros grupos de Unidades y requiere un estudio más detallado ya que, además, en algunas zonas las Unidades VI a VIII presentan altos contenidos en Y (hasta 175 ppm, entre cuatro y cinco veces el valor medio regional), así como anomalías negativas de Ce relativamente acusadas ( $Ce/Ce^*$ : de 0,65 a 0,83, datos en elaboración no publicados), lo que sugiere una alteración suficientemente intensa como para movilizar elementos de las tierras raras.

4) los nuevos datos confirman la validez de criterios geoquímicos previamente establecidos (Valladares *et al.*, 1993; Ugidos *et al.*, 1995, 1997a, b) y definen dos grupos de Unidades. Así, diagramas de elementos inmóviles (p. ej. Al, Ti, Zr) discriminan claramente entre las Unidades I a III y las IX a XII (Fig. 4). El diagrama  $Al_2O_3-TiO_2$  muestra tendencias paralelas de pendiente

positiva para ambos grupos de Unidades y el diagrama  $TiO_2-Zr$  muestra continuidad composicional entre los dos grupos. Estos aspectos indican un cambio composicional en el área madre que se refleja de modo gradual en los sedimentos, como lo indica la posición intermedia de la Unidad IV en ambos diagramas. En la figura 4 puede apreciarse que las composiciones de las Unidades VI a VIII no tienen, tampoco en este diagrama, una representación definida. Aparentemente la alteración ha afectado tanto a composiciones propias de las Unidades I a IV como de las IX a XII.

**Síntesis evolutiva e interpretación**

La integración de los datos estratigráficos, geoquímicos y sedimentológicos anteriores permite hacer una primera aproximación a la sedimentación del Precámbrico superior-Cámbrico inferior en el sector central de la Zona Centro Ibérica. El estudio en curso de áreas adyacentes podrá incorporar modificaciones o precisiones a la interpretación que aquí se expone.

Las facies y asociaciones de facies revelan que la sedimentación tuvo lugar en ambientes de talud y de base de talud sedimentario, principalmente a través de flujos gravitacionales de sedimentos, como corrientes de turbidez y *debris flows*; en menor medida también intervinieron en el transporte sedimentario procesos de deslizamiento submarino, suspensiones diluidas y corrientes tractivas.

De la interpretación y distribución vertical de las Unidades estratigráficas se puede deducir una organización secuencial en la sedimentación. Para la descripción de la misma se va a utilizar el criterio de Posamentier y James (1993), adoptado por muchos autores, que indica que los principios y organización de la estratigrafía secuencial son independientes de la escala temporal y espacial de los procesos, así como de la génesis, tectónica o glacioeustática, de los mismos. Con estos supuestos se ha podido dividir la sucesión estratigráfica en dos secuencias deposicionales separadas por una discontinuidad de tipo 1 (Tabla II).

La primera secuencia, que aparece incompleta por la base, está integrada por las Unidades I a IV. Las Unidades I y II, interpretadas respectivamente como zona media (transición canal-lóbulo) y zona interna canalizada de abanicos submarinos profundos, parecen integrar un sistema turbidítico tipo II de Mutti (1985), formado por complejos de canales y lóbulos arenosos; la Unidad III se interpreta como un sistema turbidítico tipo III del mismo autor, directamente conectado a sistemas deltaicos activos en el borde de la plataforma. La sucesión vertical de ambos sistemas turbidíticos es el resultado de una reducción gradual en el volumen de los flujos en masa, asociado a un ascenso relativo del nivel del mar (Mutti, 1985). Estas Unidades se interpretan como correspondientes a un Cortejo de Mar Bajo, comprendiendo el Sistema de Abanico Submarino (Unidades I y II) y la Cuña de Nivel Bajo (Unidad III).

La Unidad IV registra los Cortejos Transgresivo y de Nivel del Mar Alto de la secuencia deposicional. La disminución progresiva de los aportes sedimentarios

dio lugar a la sedimentación en la cuenca de pelitas negras bajo condiciones de escasa circulación y productividad orgánica alta. En los bordes de las plataformas adyacentes estas fases dieron lugar al desarrollo de bancos carbonatados oolíticos y bioclásticos. Durante el comienzo del descenso del nivel del mar, parte del material carbonatado fue resedimentado y acumulado sobre el talud (Valladares, 1995).

La base de la Unidad V constituye el límite de la secuencia deposicional superior. Esta secuencia abarca desde la Unidad V hasta probablemente la Formación Calizas de Tamames, aunque en el caso estudiado no se sabe cómo se realiza el paso de la Unidad XII a la Formación Areniscas de Tamames. La presencia en la Unidad V de bloques calcáreos previamente cementados, e incluso algunos de ellos con señales de karstificación, se interpreta como el desmantelamiento de la plataforma anterior, después de su consolidación y emersión, como consecuencia del descenso del nivel del mar. Por tanto, esta Unidad representa el estadio del Nivel del Mar Bajo y su límite inferior corresponde a un límite de secuencia tipo 1, ya que todo parece indicar que la plataforma quedó emergida. Las Unidades VI a XII implican la repetición en la cuenca de episodios con sedimentación pelítica, y otros más activos, con funcionamiento de sistemas turbidíticos. Este hecho probablemente fue el resultado de oscilaciones transgresivas-regresivas de menor rango superpuestas a la secuencia general, que como ya se ha indicado probablemente se extienda hasta las Formaciones Areniscas de Tamames y Calizas de Tamames.

La evolución sedimentaria estuvo acompañada por un cambio en la composición del área madre. En el caso de las Unidades I a III, la composición cuarzolítica de las areniscas y los datos geoquímicos de las pelitas, indica una procedencia desde un orógeno reciclado muy homogéneo. Los aportes sedimentarios sugieren un área madre muy extensa, homogénea y estable (Ugidos *et al.*, 1997a). Para las Unidades IX a XII, los caracteres petrológicos y geoquímicos indican un área fuente más heterogénea y con mayor abundancia de componentes félsicos que se añaden en proporciones crecientes a la composición de las Unidades I a III (Ugidos *et al.*, 1997b). La Unidad IV tiene un carácter transicional entre los dos grupos diferenciados, lo cual parece apoyar la incorporación gradual de la nueva composición al área de aporte. Sin embargo, las Unidades VI a VIII tienen afinidades de un grupo u otro según el lugar geográfico en que se encuentren, y en general registran una alteración intensa. Mientras no se disponga de más datos de estas Unidades no se puede establecer el significado de esa alteración, pero es posible que esté relacionada con una meteorización. La movilidad de elementos del grupo de las tierras raras como consecuencia de procesos de meteorización ha sido sugerida en algunas cuencas sedimentarias (Zhao *et al.*, 1992).

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB91-0321 de la DGICYT. Los autores agradecen al Dr. Lorenzo Vilas, a

un revisor anónimo y al Editor de la Revista, sus comentarios e indicaciones que han contribuido a la mejora del manuscrito.

## Bibliografía

- Alvarez Nava, H., García Casquero, J.L., Gil, A., Hernández Urroz, J., Lorenzo, S., López Díaz, F., Mira, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles, R., Santamaría, J. y Solé, J. (1988): Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos de la mitad suroccidental de la Zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 1: 19-22.
- Bernardo de Sousa, M. (1995): Neoproterozoic-Lower Cambrian in Portugal. *XIII Reun. Geolog. Oeste Penins. Annu. IGCP (Int. Geol. Correl. Prog.) Proj. 319 Meet., Post-Conf. Field Guide*, Salamanca-Coimbra: 67-77.
- Bouyx, E. (1970): Contribution à l'étude des Formations AntéOrdoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 73: 293 p.
- Brasier, M.D., Perejón, A. y San José, M.A. (1979): Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geol.*, 35: 379-383.
- Carrington da Costa, J. (1950): Noticia sobre uma carta geologica do Buçaco, de Nery Delgado. *Comun. Serv. Geol. Portugal*: 28 p.
- Díez Balda, M.A. (1980): La sucesión estratigráfica del Complejo esquisto-grauváquico al sur de Salamanca. *Estudios Geol.*, 36: 131-138.
- Díez Balda, M.A. (1986): *El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica*. Ed. Univ. Salamanca, 52: 162 p.
- Díez Balda, M.A. y Vegas, R. (1992): La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano, Eds.), Univ. Extremadura: 523-534.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990a): Autochthonous sequences in the Central Iberian Zone: Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer Verlag, Berlín: 172-188.
- Díez Balda, M.A., García Casquero, J.L., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V. y Robles, R. (1990b): Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al sur de Salamanca (Zona Centro Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 117-126.
- Gámez Vintaned, J. A. y Liñán, E. (1995): Trace fossils biostratigraphy of the Late Neoproterozoic-early Cambrian of Iberia. *XIII Reun. Geolog. Oeste Penins. IGCP 319-320*, Salamanca-Coimbra, Abstracts: 73.
- Gámez Vintaned, J.A. y Liñán, E. (1996): Significant ichnological data during the Neoproterozoic-early Cambrian transition in Iberia. *II Field Conference of the Cambrian stage subdivision working groups. Intern. Subcom. on Cambrian stratigraphy* (E. Liñán, J.A. Gámez Vintaned y R. Gozalo, Eds.), Conference abstracts: 101-102.
- García de Figuerola, L.C. (1970): La existencia de pliegues en el Complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.*, 5: 105-108.
- García de Figuerola, L.C. y Martínez García, E. (1972): El Cámbrico Inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geol.*, 3: 33-41.
- Liñán, E., Palacios, T. y Perejón, A. (1984): Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.*, 121: 221-228.
- Liñán, E., Perejón, A. y Szűcs, K. (1993): The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula:

- a revision. *Geol. Mag.*, 130: 817-833.
- Martín Herrero, D. (1989): Los materiales Precámbrico-Cámbricos al O y S de Ciudad Rodrigo (Salamanca): series, discordancias y correlaciones. *Bol. Geol. Min.*, 100:169-177.
- Mutti, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. En: *Reading provenance from arenites* (G.G. Zuffa, Ed.), Nato-Asi Series, Reidel P.P., New York: 65-93.
- Mutti, E. (1992): *Turbidite sandstones*. Ed. Agip, Istituto di Geologia, Università di Parma: 275 p.
- Mutti, E. y Normark, W.R. (1987): Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. En: *Marine clastic sedimentology: Concepts and case studies* (J.K. Leggett y G.G. Zuffa, Eds.), Graham & Trotman, London: 1-38.
- Nozal, F. y Robles, R. (1988): Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 1: 139-143.
- Oczlon, M.S. y Díez Balda, M.A. (1992): Contourites in laminated black shale facies of the Aldeatejada Formation (Precambrian/Cambrian boundary range, province of Salamanca, western Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 167-176.
- Ortega, E. y González Lodeiro, F. (1986): La discordancia intraalcudiense en el dominio meridional de la zona centroibérica. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4: 27-32.
- Ortega, E., Hernández Urroz, J. y González Lodeiro, F. (1988): Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centro Ibérica. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios: 85-89.
- Palacios, T. (1989): Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región central de la Península Ibérica). *Mem. Museo de Paleont.*, Univ. Zaragoza, 3: 91 p.
- Palacios, T. y Vidal, G. (1995): The Ibor and Valdelacasa anticlines. *XIII Reun. Geol. Oeste Penins. Annu. IGCP (Int. Geol. Correl. Prog.) Proj. 319 Meet., Pre-Conf. Field Guide*, Salamanca-Coimbra: 22-29.
- Perejón, A. (1972): Primer descubrimiento y descripción de arqueociatos en la provincia de Salamanca. *Studia Geol.*, 4: 143-146.
- Pérez García, P.P. (1996): *Estratigrafía, petrología y sedimentología del Neoproterozoico-Cámbrico inferior en los alrededores de Monsagro*. Tesis de Licenciatura, Univ. Salamanca: 225 p.
- Posamentier, H.W. y James, D.P. (1993): An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses. En: *Sequence stratigraphy and facies associations* (H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq y G.P. Allen, Eds.), Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 18: 3-18.
- Robles, R. y Alvarez Nava, H. (1988): Los materiales Precámbrico-Cámbrico del Domo de las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centro Ibérica). *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 1: 185-188.
- Rodríguez Alonso, M.D. (1985): *El complejo esquistograuváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español*. Ed. Univ. Salamanca, 51: 174 p.
- Rodríguez Alonso, M.D. y Palacios, T. (1995): Neoproterozoic-Lower Cambrian in the central-western part of the Iberian Peninsula. *XIII Reun. Geol. Oeste Penins. Annu. IGCP (Int. Geol. Correl. Prog.) Proj. 319 Meet., Pre-Conf. Field Guide*, Salamanca-Coimbra: 1-12.
- San José, M.A., Pieren, A.P., García Hidalgo, J.F., Vilas, L., Herranz, P., Peláez, J.R. y Perejón, A. (1990): Autochthonous sequences in the Central Iberian Zone: Ante-Ordovician stratigraphy. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer Verlag, Berlín: 147-159.
- Santamaría, J. (1995): *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico-Cámbrico del anticlinal de Valdelacasa (Zona Centro Ibérica)*. Tesis Doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona: 233 p.
- Tamain, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Tesis, Univ. Paris Sud. (Centre d'Orsay), 3: 870 p.
- Ugidos, J.M., Valladares, I. y Recio, C. (1995): Geochemistry of siliciclastic Precambrian/Cambrian rocks in the southwestern areas of Salamanca, Spain. *XIII Reun. Geol. Oeste Penins. Annu. IGCP (Int. Geol. Correl. Prog.) Proj. 319-320*, Salamanca-Coimbra, Posters: 221.
- Ugidos, J.M., Armenteros, I., Barba, P., Valladares, M.I. y Colmenero, J.R. (1997a): Geochemistry and petrology of recycled orogen-derived sediments: A case study from the Upper Precambrian siliciclastic rocks of the Central Iberian Zone, Iberian Massif, Spain. *Precamb. Res.*, 84: 163-180.
- Ugidos, J.M., Valladares, M.I., Recio, C., Rogers, G., Fallick, A.E. y Stephens, W.E. (1997b): Provenance of Upper Precambrian-Lower Cambrian shales in the Central Iberian Zone, Spain: evidence from a chemical and isotopic study. *Chem. Geol.*, 136: 55-70.
- Valladares, M.I. (1995): Siliciclastic-carbonate slope apron in an immature tensional margin (Upper Precambrian-Lower Cambrian), Central Iberian Zone, Salamanca, Spain. *Sedim. Geol.*, 94: 165-186.
- Valladares, M.I. y Rodríguez Alonso, M.D. (1988): Depositional processes of submarine channel-fill carbonate (Late Precambrian, Salamanca, Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2): 165-175.
- Valladares, I., Ugidos, J.M. y Recio, C. (1993): Criterios geoquímicos de correlación y posible área fuente de las pelitas del Precámbrico superior-Cámbrico inferior de la Zona Centro-Ibérica (Macizo Ibérico, España). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 37-45.
- Valladares, M.I., Barba, P., Armenteros, I. y Colmenero, J.R. (1995a): Sedimentología del Precámbrico Superior en el Domo de las Hurdes (Salamanca-Cáceres). *XIII Congr. Español Sedim.*, Teruel, Abstract: 127-128.
- Valladares, M.I., Barba, P., Armenteros, I. y Colmenero, J.R. (1995b): Caracteres estratigráficos y sedimentológicos del Precámbrico Superior en el «Domo de las Hurdes» (Zona Centro-Ibérica). *XIII Reun. Geol. Oeste Penins. Annu. IGCP (Int. Geol. Correl. Prog.) Proj. 319-320*, Salamanca-Coimbra, Abstract: 165.
- Vidal, G., Palacios, T., Gámez Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A. y Grant, S.W.F. (1994): Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia. *Geol. Mag.*, 131: 729-765.
- Zhao, J.X., McCulloch, M.T. y Bennet, V.C. (1992): Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constraints on the provenance of sediments from the Amadeus Basin, central Australia: evidence for REE fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 921-940.

Manuscrito recibido el 30 de Abril de 1998

Aceptado el manuscrito revisado el 28 de Agosto de 1998