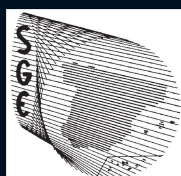


# GEOLOGÍA de España



**SOCIEDAD  
GEOLÓGICA  
DE ESPAÑA**



**MINISTERIO  
DE EDUCACIÓN  
Y CIENCIA**



**Instituto Geológico  
y Minero de España**

**Editor Principal:  
J. A. Vera**

GEOLOGÍA de España/ Vera, J.A., ed. Pral.- Madrid: Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España, 2004

pp;ils;30 cm

ISBN: 84-7840-546-1

Incluye bibliografía e índices.

1. Geología regional. 2. Unidad tectónica. 3. Litoestratigrafía. 4. Paleogeografía. 5 España. I. Vera., ed. Pral. II. Sociedad Geológica de España, ed. III. Instituto Geológico y Minero de España, ed.

551 (460)

Se recomienda que este libro se cite de las siguientes formas.

**Libro completo:**

Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.

**Capítulos completos:**

Pérez-Estaún, A. y Bea, F. (editores) (2004): Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 19-230.

Sopeña, A. (editor) (2004): Cordillera Ibérica y Costero Catalana. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 465-527.

De Vicente, G. (editor) (2004): Estructura alpina del Antepaís Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 587-634.

**Apartados dentro de un capítulo:**

Robles, S. y Pujalte, V. (2004): El Triásico de la Cordillera Cantábrica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 274-276.

González-Delgado, J.A. (coord.), Civis, J., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Ledesma, S., Pais, Siervo, F.J. y Zazo, C. (2004): Cuenca del Guadalquivir. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 543-550.

Gelabert, B. y Sábat, F. (2004): Mallorca y Cabrera: Unidades geológicas y estructura. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 450-452

**Mapa Geológico adjunto:**

Rodríguez-Fernández, L.R. (editor) (2004): Mapa Geológico de España a escala 1:2.000.000. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid.

**Mapa Tectónico adjunto:**

Rodríguez-Fernández, L.R. (editor) (2004): Mapa Tectónico de España a escala 1:2.000.000. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid.

**CD-Rom adjunto:**

Tejero, R. y Fernández-Gianotti, J. (editores) (2004): CD-Rom anexo al libro de Geología de España. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid.

Ninguna parte de este libro puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotografías, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editores.

---

De la presente edición:

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

© SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

© Los autores de sus artículos

NIPO: 405-04-018-0

ISBN: 84-7840-546-1

Depósito Legal: M-28341-2004

Fotocomposición: Inforama, S.A. Príncipe de Vergara, 210. 28002 MADRID

Imprime: Ibergraphi 2002, S.L.L. Mar Tirreno, 7 bis. 28830 SAN FERNANDO DE HENARES (Madrid)

ablación láser-ICP-MS, Martínez Catalán *et al.*, 2004), indicando que los cabalgamientos siguieron activos al menos hasta el Viseense superior y más probablemente, hasta el Namuriense inferior. D3 fue datada por Capdevila y Viallette (1970; Rb-Sr en granitos sincinemáticos de Galicia) y sus datos, recalculados por Ries (1979), proporcionan una edad de  $315 \pm 10$  Ma, es decir, Namuriense-Westfaliense.

## 2.4.3. Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico

### 2.4.3.1. Estratigrafía

#### La secuencia litoestratigráfica del Neoproterozoico-Cámbrico Inferior

(M.D. Rodríguez Alonso, M.A. Díez Balda, A. Perejón, A. Pieren, E. Liñán, F. López Díaz, F. Moreno, J.A. Gámez Vintaned, F. González Lodeiro, D. Martínez Poyatos y R. Vegas)

El término Complejo Esquisto-grauváquico fue acuñado en Portugal (Carrington da Costa, 1950) para designar las potentes sucesiones pelítico-arenosas, monótonas y no datadas que afloran en amplios antiformes de Portugal (Valle del Duero y región de las Beiras), y se extienden por España en Salamanca, Extremadura, Montes de Toledo y Alcuía. Antes de los años setenta se describía como Complejo Esquisto-grauváquico a todas las series situadas por debajo de la Cuarcita Armoricana, incluyendo tramos que posteriormente suministraron fósiles o icnofósiles del Cámbrico Inferior. Este complejo ha sido caracterizado en sus aspectos sedimentológico, petrológico y geoquímico, y datado como Vendense superior-Cámbrico Inferior por medio de microfósiles, icnofósiles e isótopos U-Pb en circones detríticos.

La distribución espacial de los sedimentos del Vendense superior-Cámbrico de la Zona Centroibérica en este dominio y la evolución de las facies, las estructuras de corriente, deslizamiento y deformación, indican que la sedimentación se produjo en un contexto de inestabilidad tectónica (Moreno, 1977), que se caracterizó por la compartimentación de este enorme dominio de la Zona Centroibérica en bloques separados por fallas. Esta tectónica, asociada a las últimas fases de la Orogenia Cadomiense, creó cuencas que dieron cabida a una potente acumulación (8000-11000 m) de materiales siliciclásticos, con menor proporción de carbonatos, que registraron los mismos acontecimientos globales pese a la compartimentación (Vilas *et al.*, 1987; Ortega Gironés *et al.*, 1988; Ribeiro *et al.*, 1991; Palero, 1993; Santamaría y Remacha, 1994; López Díaz, 1995; Rodríguez Alonso y Alonso Gavilán, 1995; Pieren, 2000; Pieren y Herranz, 2000, 2001; Pereira y Silva, 2002). Las diferentes facies y su distribución indican la existencia de diferentes ambientes paleogeográficos, que determinan el registro sedimentario final, y dificultan la correlación de las distintas formaciones (Rodríguez Alonso y Alonso Gavilán, 1995; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004; Pieren, 2000).

Las sucesiones estratigráficas muestran gran semejanza en toda la Zona Centroibérica, como se aprecia en el cuadro de correlación adjunto (Fig. 2.40). En líneas generales los distintos autores distinguen dos grandes unidades que incluyen la transición Precámbrico-Cámbrico y que son seguidas de los sedimentos cámbricos. Dichas unidades registran varios ciclos transgresivo-regresivos asociados a cambios eustáticos que llegaron a la emersión local, por lo que se interpretan como secuencias separadas por una discontinui-

dad relacionada con un descenso relativo del nivel del mar (Valladares *et al.*, 2000, 2002a).

La Unidad Inferior está compuesta por una monótona sucesión de lutitas y areniscas con algunas intercalaciones de conglomerados, niveles caóticos y algunas capas vulcanoclásticas, principalmente en la parte superior de la serie. Aflora extensamente en la Zona Centroibérica (Anticlinal de Alcuía, Anticlinorio Centro-Extremeño y área de Las Hurdes, entre otros) excepto en el dominio noroccidental (áreas de Salamanca-Fregeneda-Douro en Portugal), y su límite inferior es desconocido. Según las regiones, se ha denominado Alcudiense inferior (San José *et al.*, 1990), Gp Domo Extremeño (Álvarez Nava *et al.*, 1988) y Pizarras del Guadiana en los Montes de Toledo, Extremadura (donde García Hidalgo *et al.*, 1993, han distinguido tres unidades) y Alcuía, "Unidad Inferior" (Rodríguez Alonso, 1985) y "Serie Inferior" subdividida en tres unidades (Ugidos *et al.*, 1997a,b; Valladares *et al.*, 1998, 2000, 2002a) en el área de Ciudad Rodrigo-Hurdes-Sierra de Gata, y Gp das Beiras, con las Fms Malpica do Tejo, Perais y Rosmaninhal, en la región portuguesa de las Beiras (Silva *et al.*, 1988).

La Unidad Inferior se interpreta como un conjunto de turbiditas de abanicos submarinos, taludes y canales (Rodríguez Alonso, 1985; San José *et al.*, 1990; García Hidalgo *et al.*, 1993; Valladares *et al.*, 2000; Pieren, 2000). No obstante se han descrito también depósitos de plataforma o en los que dominaron condiciones de aguas someras (Santamaría y Pardo Alonso, 1994; Medina *et al.*, 1998; Alonso Gavilán *et al.*, 2000). La unidad contiene en algunos lugares abundantes microfósiles que indican una edad Vendense terminal (Palacios, 1989; Vidal *et al.*, 1994a,b).

La Unidad Superior es una sucesión predominantemente pelítica, con varios niveles de lutitas negras, conglomerados y areniscas, junto a la presencia de calizas y niveles olistotróficos discontinuos, intercalaciones de fosfatos y de rocas vulcánicas y vulcanoclásticas. Debido a su mayor variedad litológica ha sido posible diferenciar unidades litoestratigráficas bien caracterizadas y cartografiadas que afloran en toda la Zona Centroibérica, principalmente en los anticlinales de Alcuía, Ibor, Navalpino y Valdelacasa, en los bordes del área de Ciudad Rodrigo-Hurdes-Sierra de Gata y en el área del Douro (Portugal)-Fregeneda-Salamanca y su prolongación oriental (Fig. 2.40). En los Montes de Toledo, Extremadura y Alcuía, donde se han reconocido tres etapas tectono-sedimentarias (Pieren, 2000), las secuencias se han denominado Alcudiense superior y Gp Pusa (San José, 1983); Gps Ibor-Navalpino y Valdelacasa (Álvarez Nava *et al.*, 1988), y Gp Río Huso (Vidal *et al.*, 1994b). En la región situada entre Salamanca y Las Hurdes, se han denominado Fm Monterrubio y Fm Aldeatejada (Díez Balda, 1980, 1986), "Unidad Superior" (Rodríguez Alonso, 1985; Rodríguez Alonso y Alonso Gavilán, 1995), "Series Intermedia y Superior" subdivididas en nueve unidades (Ugidos *et al.*, 1997a,b; Valladares *et al.*, 1998, 2000, 2002a). En Portugal la Unidad Superior es conocida como Gp do Douro (en el valle del Duero; Sousa, 1982) y como Fm Ponte Chinchela y Fm Excomun-gada (en el área de la Marofa; Sousa, 1989). En estas sucesiones se han hallado pistas fósiles que registran la transición Proterozoico-Cámbrico en la parte superior de la Fm Aldeatejada (Rodríguez Alonso *et al.*, 1995) y en la parte inferior del Gp Pusa (Brasier *et al.*, 1979; Vidal *et al.*, 1994a; Gámez Vintaned y Liñán, 1996; Palacios *et al.*, 1999; Liñán *et al.*, 2002), así como trilobites en la parte superior del Gp Douro (Rebello y Romano, 1986) que deben corresponder a los nive-

EDAD		Portugal Sousa (1984)	Sur de Salamanca-Ciudad Rodrigo-Hurdes-Sierra de Gata Rodríguez Alonso (1985); Diez Balda (1986); Valladares et al., (1998, 2002a y b)			Montes de Toledo-Alcudia-Extremadura Herranz et al. (1977); Alvarez Nava et al. (1988); Robles y Alvarez Nava (1988); Palacios (1989); San José et al. (1990); Vidal et al. (1994a); García Hidalgo (1985); Pieren (2000)										
ORDOVÍCICO																
CÁMBRICO INFERIOR	BILBILIENSE	Grupo do Douro	Pizarras de Endrinal					A. de Los Cortijos								
	MARIANIENSE		Calizas de Tamames					Fm. Soleras								
	OVETIENSE		Areniscas de Tamames					Caliza de Los Navalucillos								
	CORDUBIENSE							Areniscas de Azorejo								
VENDIENSE SUPERIOR		Fm. Aldeatejada	Unidad Superior	Unidad XII a Unidad VI				Pizarras del Pusa	Grupo Pusa	Gr. Valdelacasa/Gr. Río Huso	Pizarras	Pizarras superiores con <i>Anabarella</i>				
				Unidad V Brecha de El Bodón/ conglomerados y vulcanitas				Nivel de Fuentes/ El Membrillar								
				Unidad IV Calizas de Pastores/ Fuente-guinaldo/ Agueda				Pizarras y conglomerados del Torilejo/ Fm. Cubilar/ Fm. Estomiza/ ¿S. de Valcasa?	Alcudiense superior				Grupo Ibor-Navalpino	Conglomerados	Conglomerados de San Lorenzo	
							Calizas de Villarta/ Peraleda / San Román/Ibor	Dolomías de Valdemanco Cuarcitas Collado de la Liebre								Pizarras y calizas de Cabezarrubias Fm. Tamujar
							Congl. de Nª Sª de La Antigua									
		Grupo das Beiras	Unidad Inferior	Unidad III	Alcudiense inferior/ Pizarras del Guadiana/Grupo Domo Extremeño											
				Unidad II												
				Unidad I												

Figura 2.40.- Cuadro cronoestratigráfico y de correlación de unidades, grupos y formaciones definidos en las distintas regiones del Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico para la secuencia preordovícica al N del Batolito de Los Pedroches.

les con bigotínidos del Cordubiense que aparecen en la parte superior del Gp Pusa en Montes de Toledo citados por Palacios *et al.* (1999).

Las facies de la Unidad Superior reflejan una compleja evolución espacial y temporal producida en diferentes ambientes paleogeográficos, desde depósitos turbidíticos de talud y de plataforma mixta terrígeno-carbonatada bastante inestable, hasta ambientes de plataforma siliciclástica (Díez Balda, 1986; San José *et al.*, 1990; García Hidalgo, 1985; Oczlon y Díez Balda, 1992; Vidal *et al.*, 1994b; Valladares, 2000) e incluso depósitos continentales en el borde S de la Zona Centroibérica (Pieren *et al.*, 1991; Pieren, 2000), además de algunas secuencias de origen glacioderivado (San José *et al.*, 1995). Aunque la distribución de facies cambia a lo largo de la Zona Centroibérica, cabe destacar algunos aspectos comunes:

- 1) Sedimentación de plataforma-talud siliciclástico-carbonatada (con Cloudina) en cuerpos discontinuos con mayor desarrollo y potencia en los Montes de Toledo y Extremadura (Calizas de Villarta, Peraleda, Valdecañas, Dolomías de Valdemanco) que en Salamanca (Calizas del Agueda, Calizas de Pastores y Fuentequinaldo) y en el valle del Duero en Portugal (Calizas de Bateiras). A veces llevan un vulcanismo asociado (Rodríguez Alonso, 1985; Rodríguez Alonso y Alon-

so Gavilán, 1995; Pieren, 2000; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004).

- 2) Presencia de niveles discontinuos de megabrechas, olistostromas y depósitos caóticos de composición carbonatada (con Cloudina), siliciclástica y vulcanoclástica (Megabrecha de Fuentes, Olistostroma de El Membrillar, Conglomerados y brechas de El Bodón, entre otros), sobre una importante superficie erosiva, que llegan a descansar en algunos lugares sobre la Unidad Inferior (Moreno, 1977; Rodríguez Alonso y Palacios, 1994; Vidal *et al.*, 1994a; Santamaría y Remacha, 1994; López Díaz, 1995). Dicho contacto ha sido interpretado como la discordancia Cadomien-se (Herranz *et al.*, 1977; Álvarez Nava *et al.*, 1988; Nozal y Robles, 1988; Pardo Alonso y Robles Casas, 1988; Martín Herrero, 1989; San José *et al.*, 1990, 1992). Sin embargo, la cartografía regional, el análisis de facies, el análisis estructural y los datos geoquímicos y geocronológicos, no sugieren una discontinuidad tan importante, sino episodios de inestabilidad tectónica asociados con actividad vulcánica, que habrían desencadenado el colapso de la plataforma terrígeno-carbonatada, y el desarrollo de grandes superficies erosivas (sismoeventos, sensu Mutti *et al.*, 1984) con deslizamiento gravitacional de masas que



se habrían depositado en el talud (Vidal *et al.*, 1994 a). Ello explicaría el desarrollo de pliegues y basculamientos locales, la presencia de discordancias intraformacionales, y la emersión local de algunas áreas (Santamaría y Remacha, 1994; Valladares *et al.*, 2000, 2002a; Pieren, 2000).

- 3) Sedimentación predominantemente pelítica con niveles de lutitas negras microlaminadas durante los inicios del Cámbrico, con nódulos y capas de lutitas fosfáticas, conglomerados con clastos de fosfato y fosforitas, todos ellos acumulados en ambientes de plataforma-talud con abundantes deslizamientos e intercalaciones arenosas y de rocas volcánicas y vulcanoclásticas, como sucede en el Gp Pusa y en las Fms Monterrubio y Aldeatejada, en la Unidad Superior del área de Ciudad Rodrigo-Las Hurdes-Sierra de Gata y en las formaciones basales del Gp do Douro en Portugal. Esto sugiere disminución de la tasa de sedimentación, subidas relativas del nivel del mar, ascenso de aguas profundas (*upwelling*) hasta la plataforma y cierta actividad ígnea y tectónica (Rodríguez Alonso, 1985; Palacios, 1989; San José *et al.*, 1990, 1992; Villar Alonso *et al.*, 1994; Rodríguez Alonso y Alonso Gavilán, 1995; Pérez García *et al.*, 1995). Asimismo, hacia el techo de la sucesión se registra un aumento progresivo de intercalaciones conglomeráticas y arenosas, algunas con abundantes pistas y restos fósiles cámbricos (Rodríguez Alonso y Alonso Gavilán, 1995; Pérez García *et al.*, 1995; Liñán *et al.*, 2002).

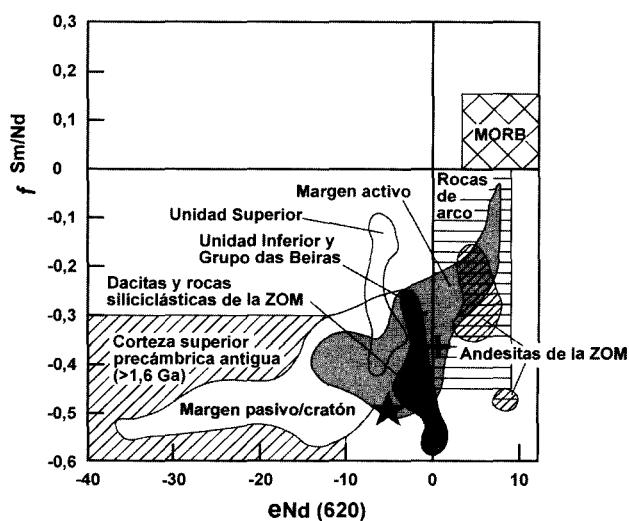
Respecto a la procedencia de los materiales detríticos de ambas unidades, los cantos de los conglomerados, así como los granos minerales y fragmentos de roca de las areniscas y carbonatos indican la existencia de áreas fuente con rocas sedimentarias (siliciclásticas), metamórficas, plutónicas y volcánicas (San José, 1983; Rodríguez Alonso, 1985; San José *et al.*, 1990). Las edades arcaicas (>2,5 Ga), paleoproterozoicas (1,8-2 Ga), mesoproterozoicas (1,2-0,9 Ga) y cadomienses (800-640 Ma) obtenidas por el método U-Pb en circones detríticos de las areniscas de la Zona Centroibérica y equivalentes de las zonas Asturoccidental-leonesa y zonas Cantábrica muestran poblaciones que indican una procedencia múltiple (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2000; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003; Ugidos *et al.*, 2003a). Además, las poblaciones de los circones de las gravuvas de las Centroibérica y de Ossa-Morena parecen demostrar la existencia de dos áreas fuente diferentes, basamentos de afinidad amazónica y africana respectivamente, que se habrían aproximado antes del Ordovícico Inferior (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003).

El magmatismo contemporáneo con la sedimentación incluye rocas volcánicas (metabasaltos, metaandesitas y metariolitas) y vulcanoclásticas. La existencia de cristales y fragmentos líticos volcánicos mezclados en todas las proporciones con los componentes siliciclásticos en las areniscas, los conglomerados y los carbonatos refuerza la evidencia de ese magmatismo sinsedimentario (Rodríguez Alonso, 1985; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004).

Los estudios geoquímicos de areniscas y pelitas revelan una gran homogeneidad (Ugidos *et al.*, 1997a,b, 1999, 2003a,b; Valladares *et al.*, 1999, 2000, 2002a,b), lo cual es una característica común en la Zona Centroibérica, la Zona Asturoccidental-leonesa (Beetsma, 1995; Nägler *et al.*, 1995; Bauluz *et al.*, 2000), y en Europa Central y Occidental. Los estudios isotópicos reflejan los aportes de dos áreas fuente: a) un material detrítico derivado del reciclado de áreas orogéni-

cas, y b) una importante contribución juvenil cadomiense que determina su signatura isotópica.

Uno de los modelos propuestos supone un área madre estable y madura en un contexto tectónico de margen pasivo como principal fuente de los sedimentos, en el que la contribución juvenil derivaría del reciclado de los orógenos africanos, de modo que toda la sucesión Neoproterozoico-Cámbrico registraría la estratigrafía invertida de su área fuente (Ugidos *et al.*, 1997a,b; 1999, 2003a,b; Valladares *et al.*, 2000, 2002a,b). Sin embargo, los datos geoquímicos de las rocas volcánicas y vulcanoclásticas presentes en la sucesión muestran una afinidad calcoalcalina y toleítica. En particular, sus valores relativamente altos de  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  y de la relación  $f^{\text{Sm/Nd}}$  indican un contexto geodinámico de margen activo (Rodríguez Alonso, 1985, Rodríguez Alonso *et al.*, 2004) (Fig. 2.41). Estos resultados indican que el segmento Ibérico-Cadomiense representado en la Zona Centroibérica formaría parte del margen activo desarrollado al N de Gondwana en el Neoproterozoico-Cámbrico Inferior. La sedimentación se habría producido en cuencas de tipo *pull-apart* relacionadas con movimientos transcurrentes en un contexto de colisión oblicua arco-continente, donde la Zona de Ossa-Morena y la Zona Centroibérica habrían compartido el vulcanismo calcoalcalino cadomiense que acompañó a la sedimentación sinorogénica y que estuvo relacionado con el plutonismo de la misma edad (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2000; Pin *et al.*, 2002; Pereira y Silva, 2002; Pieren, 2000; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004).



**Figura 2.41.-** Diagrama de  $f^{\text{Sm/Nd}}$  frente a  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  para rocas del Neoproterozoico-Cámbrico Inferior de la Zona Centroibérica y de la Zona de Ossa-Morena. Estrella y cruces: rocas volcánicas y vulcanoclásticas de la Unidad Superior en el área de Ciudad Rodrigo-Hurdes-Sierra de Gata (Rodríguez Alonso *et al.*, 2004). Los campos de las Unidades Inferior y Superior corresponden a muestras de lutitas del mismo área (Ugidos *et al.*, 1997b, 2003b). El campo del Grupo das Beiras corresponde a muestras del área entre Caramulo y Buçaco en Portugal (Tassinari *et al.*, 1996). Los campos de andesitas, dacitas y rocas siliciclásticas corresponden a muestras de la Sierra de Córdoba (Pin *et al.*, 2002). A efectos comparativos se han incluido varios campos que representan los sedimentos de distintos ambientes geotectónicos basados en McLennan y Hemming (1992), así como los campos de los basaltos MORB, de las rocas de arco volcánico y de la corteza Precámbrica antigua. Según Rodríguez Alonso *et al.* (2004).

En el borde meridional de la Zona Centroibérica, al S del Batolito de Los Pedroches, la secuencia Neoproterozoico-Cámbrico Inferior comparte todas las características de la Zona de Ossa-Morena (ver sección 2.6.1), mientras que las secuencias Paleozoicas más jóvenes son afines a las de la Zona Centroibérica. Herranz *et al.* (1999) y San José *et al.* (2004) han propuesto para este sector y su prolongación la Falla de Malcocinado una nueva zona que denominan Zona Lusitano-Mariánica.

Las rocas más antiguas que afloran en este sector corresponden a la "Serie Negra" (Carvalhosa, 1965; Herranz *et al.*, 1977; Herranz, 1984), constituida por esquistos oscuros, metagrauvacas, cuarcitas negras, anfíbolitas y algunos mármoles (Martínez Poyatos, 2002). Dado que la base de esta serie no aflora, su espesor mínimo se ha estimado entre 1500 y 2000 m (Martínez Poyatos, 2002). Su edad se atribuye sin precisión al Vendense-Cámbrico Inferior (Vidal *et al.*, 1994b). Discordante sobre ella se apoya la Fm Malcocinado (Azor *et al.*, 1992a), de naturaleza vulcanosedimentaria y con plutonismo asociado, sobre la que en la Zona de Ossa-Morena se sitúa en discordancia cartográfica la Fm San Jerónimo, vulcanosedimentaria con plutonismo andesítico (Liñán, 1978; Pin *et al.*, 2002) que contiene pistas fósiles (Fedonkin *et al.*, 1985) y microfósiles atribuidos al Vendense medio-superior (Liñán y Palacios, 1983; Quesada *et al.*, 1990). A su vez, ésta es cubierta por la Fm Torreárboles, del Cámbrico Inferior (Liñán, 1978), asignada al Cordubiense (Liñán, 1984; Liñán *et al.*, 1993b), que se correlaciona con las Areniscas de Azorejo de los Montes de Toledo.

### La transgresión cámbrica

(M.A. Díez Balda, M.D. Rodríguez Alonso, E. Liñán, J.A. Gámez Vintaned, F. López Díaz, F. Moreno, E. Moreno-Eiris, A. Perejón, A. Pieren, D. Martínez Poyatos y R. Vegas)

La transgresión cámbrica, considerada como el primer episodio global del comienzo del ciclo Fanerozoico de Vail *et al.* (1991) incluye, dentro del Cámbrico Inferior, tres episodios sucesivos ligeramente diacrónicos de descensos relativos del nivel del mar, que son registrados en la sucesión como hiatos y cambios de facies (Regresiones Córdoba, Cerro del Hierro y Daroca; Liñán y Gámez Vintaned, 1993; Liñán *et al.*, 2002).

Únicamente en el borde SE de la Zona Centroibérica (anticlinales de Valdelacasa y Navalpino), el área centro-occidental (entre Salamanca y Tamames) y en la región portuguesa del Douro, se constata una sedimentación continua Vendense superior-Cámbrico acompañada por un aumento en la abundancia y diversidad de icnofósiles y trilobites que marcan el inicio de la transgresión cámbrica (Liñán y Gámez Vintaned, 1993; Liñán *et al.*, 2002). En la parte centro-oriental de la Zona Centroibérica (Salamanca y Montes de Toledo septentrionales) se acumularon secuencias arenosas marinas someras seguidas por carbonatos de plataforma, mientras que hacia el O (La Fregeneda y región del Douro en Portugal), se produjo una sedimentación pelítico-arenosa con niveles calcosilicatados y conglomeráticos que se acumularon ininterrumpidamente hasta que un episodio cámbrico tardío plegó y levantó toda la sucesión.

En el S de Salamanca (Fig. 2.40), las Areniscas de Tamames (Röhl, 1975; Díez Balda, 1986) están constituidas por secuencias marinas someras formadas por la alternancia de niveles arenosos con intercalaciones de lutitas arenosas y areniscas finas, depositadas como barras submareales afectadas

por la acción de las tormentas y el oleaje (Rodríguez Alonso y Alonso Gavilán, 1995). Su potencia máxima es de 650 m y presentan un contenido fósil muy variado y abundante en pistas fósiles (Díez Balda, 1986). Estas sucesiones se correlacionan con las Areniscas de Azorejo (San José *et al.*, 1974) o Fm Gévalo de los Montes de Toledo (Moreno, 1977; Brasier *et al.*, 1979), que presentan las mismas condiciones de sedimentación submareal y gran contenido en trazas fósiles (Moreno *et al.*, 1976). La edad de estas formaciones arenosas sería Cordubiense superior-Ovetiense inferior (Liñán *et al.*, 1993a,b, 2002).

Sobre las Areniscas de Tamames reposan concordantes las Calizas de Tamames, calizas y dolomías con intercalaciones de lutitas en su base con trilobites (García de Figuerola y Martínez García, 1972) y arqueociatos (Perejón, 1972). Presentan frecuentes cambios de facies y espesor, y se interpretan como un depósito supramareal, submareal y de arrecife (Corrales *et al.*, 1974; Valladares *et al.*, 2000). Según Röhl (1975), su espesor es de unos 500 m, y contienen trilobites y arqueociatos de la zona VII (Perejón, 1972, 1986) que indican una edad Ovetiense superior. Se correlacionan con la Caliza de Los Navalucillos de los Montes de Toledo, también de plataforma poco profunda, y con arqueociatos de las zonas VI y VII (Perejón, 1986; Moreno-Eiris, 1987) y trilobites (Gil Cid *et al.*, 1976) que permiten asimilarlas al Ovetiense superior (Liñán y Gámez Vintaned, 1993). Sobre las Calizas de Tamames reposan las Pizarras de Endrinal, 150 m de pizarras bandeadas y arenosas con trilobites del Marianiense (Liñán *et al.*, 1993b). Se interpretan como un medio litoral y son correlacionables con la Fm Soleras de los Montes de Toledo (Zamarreño *et al.*, 1976), que contiene trilobites de edad Marianiense medio-superior (Gil Cid, 1981; Liñán *et al.*, 1993b). Sobre el equivalente de la Fm Soleras en los Montes de Toledo orientales reposa la Arenisca de Los Cortijos, 50-60 m de arcosas, cuarcitas y limolitas con trilobites de edad Bilbiliense (Gil Cid y Jago, 1989), la unidad más alta de las encontradas en el Cámbrico de la Zona Centroibérica (Liñán *et al.*, 2002). Finalmente, los sedimentos ordovícicos se disponen de forma discordante sobre distintos niveles de la sucesión cámbrica o neoproterozoica (Liñán *et al.*, 1997, 2002).

### La secuencia paleozoica postcámbrica

(D. Martínez Poyatos, J.C. Gutiérrez-Marco, M.V. Pardo Alonso, I. Rábano y G. Sarmiento)

Las sucesiones paleozoicas afloran en el núcleo de los sinclinales de dirección NO-SE que definen la estructura principal de este dominio, y más ampliamente en la mitad meridional del mismo (Fig. 2.35). Las posteriores al Cámbrico pueden subdividirse en tres grandes conjuntos: preorogénico (Ordovícico-Devónico), sinorogénico (Carbonífero Inferior y Medio) y postorogénico (Carbonífero Superior).

El conjunto preorogénico es en su mayor parte una sucesión de formaciones detríticas depositadas en un ambiente sedimentario de plataforma marina siliciclástica somera. La sedimentación fue prácticamente continua, a excepción de dos hiatos en el Ordovícico Superior y en el Devónico Medio (Fig. 2.42). Las columnas estratigráficas más completas y mejor conocidas afloran al N del Batolito de Los Pedroches (Almela *et al.*, 1962; Richter, 1967; Kettel, 1968; Tamain, 1972; Saupé, 1971; Julivert y Truyols, 1983; Truyols y Julivert, 1983; García Alcalde *et al.*, 1984; Pardo y García Alcalde, 1984; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1990; Pardo y García Alcalde, 1996; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002; Robardet y Gutiérrez-