

EL SILÚRICO Y EL DEVÓNICO DEL DOMINIO PALENTINO (NO DE ESPAÑA)

J.L. García-Alcalde (*), J.R. Montesinos (**), M. Truyóls-Massoni (*),
S. García-López, M.A. Arbizu (*) y F. Soto (*)

RESUMEN

Revisión sintética de la estratigrafía (litoestratigrafía, bioestratigrafía y cronoestratigrafía) del Silúrico y Devónico del Dominio Palentino basada, sobre todo para el Devónico, en datos inéditos o muy recientes. Del Emsiense al Turnesiense el Dominio Palentino se diferencia del resto de la Zona Cantábrica en el carácter hercínico esencial de sus facies y faunas. A lo largo de este período de tiempo se produjeron importantes relevos faunísticos en ammonoideos y dacriocónaridos, asociados frecuentemente a la presencia de lutitas negras de origen euxínico que parecen reflejar eventos globales, principalmente transgresivos, como los llamados «Sucesos» Dalejiense, Jugleri, Kaçak-Otomari, Taghanic-Pharciceras y Frasnés.

Palabras clave: Estratigrafía, Sucesos globales, Silúrico, Devónico, Dominio Palentino.

ABSTRACT

A synthetical view of the Silurian and Devonian stratigraphy (lithostratigraphy, biostratigraphy, and chronostratigraphy) of the Palentine Domain based on new and recently published data, mainly for the Devonian, is presented here. From the Emsian to the end of the Devonian the Palentine Domain differs from the Astur-Leonese one in the markedly Hercynian signature of its fauna and facies. In this time faunal turnover in ammonoids and dacryoconarids is usually associated with deposition of euxinic dark muds suggesting global, mainly transgressive events as the so-called Daleje, Jugleri, Kaçak-Otomari, Taghanic-Pharciceras, and Frasnés events.

Key words: Stratigraphy, Global Events, Silurian, Devonian, Palentine Domain.

García-Alcalde, J.L., Montesinos, J.R., Truyóls-Massoni, M., García-López, S., Arbizu, M.A. y Soto, F. (1988): El Silúrico y el Devónico del Dominio Palentino (NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 7-13.

García-Alcalde, J.L., Montesinos, J.R., Truyóls-Massoni, M., García-López, S., Arbizu, M.A. y Soto, F. (1988): The Silurian and Devonian of the Palentine Domain (NW Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 7-13.

1. INTRODUCCIÓN

El Dominio geológico palentino (Brouwer, 1964), constituido principalmente por rocas silúricas y devónicas, presenta rasgos estratigráficos y estructurales propios que lo distinguen del resto de la Zona Cantábrica. El Dominio, que se extiende en realidad por tres provincias del NW de España: Palencia, León y Santander (Fig. 1), fue interpretado como cuenca autóctona adosada al llamado «Asturian High» (Brouwer, 1967 y muchos autores posteriores). Recientemente, Marcos (1979), Frankenfeld (1983), Marquénez y Marcos (1984) y Ro-

dríguez-Fernández *et al.* (1985), han sugerido que se trata, mas bien, de una unidad alóctona superpuesta a rocas del Dominio Astur-Leonés que se desplazó durante el Namuriense hacia el NE procedente de la Región Asturoccidental-Leonesa ver también Wagner *et al.*, 1984).

Con pequeñas variaciones, la estratigrafía de la serie silúrico-devónica es bastante homogénea en todo el ámbito palentino. Conviene resaltar, en cualquier caso, que por razones tectónicas, en las zonas del Gildar-Montó y Cardaño la sucesión comprende, sobre todo, terrenos del Devónico medio y superior, en la Liébana

(*) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España.

(**) Departamento de Biología Animal, Universidad de León.

Este trabajo se ha realizado en el marco del convenio entre el Instituto Geológico y Minero de España y el Instituto de Geología Aplicada de Oviedo.

na del Devónico superior y en Barruelo, aunque parecen representados tanto el Silúrico como el Devónico, los afloramientos son muy discontinuos (Fig. 1).

Todo el dominio ha sufrido una intensa deformación de carácter tangencial epidérmico, que se evidencia en un apilamiento de escamas cabalgantes de rango de magnitud muy amplio, replegadas y fracturadas posteriormente, que impide casi de manera general disponer de cortes continuos de las diferentes unidades. Las complicaciones estructurales son responsables de un sinnúmero de interpretaciones geológicas erróneas que dificultan sobremanera el análisis bibliográfico.

La sedimentación durante el Silúrico fue predominantemente siliciclástica, mientras que durante el Devónico prevalecieron los materiales arcillosos y carbonatados sobre los siliciclásticos groseros. La diferenciación de los dominios Palentino y Astur-Leonés fue débil en el Silúrico, acusándose progresivamente durante el Devónico, sobre todo a partir del Emsiense. En este período, la peculiaridad del ámbito palentino se evidencia en el marcado carácter magnafacial herciniano, con faunas dominadas por elementos planctónicos y nectónicos, que parecen propios de medios pelágicos relativamente profundos, con escasa o nula oxigenación en los fondos que impidió, salvo de forma ocasional, el desarrollo de comunidades bentónicas de algún relieve. El alejamiento de la costa debe de ser responsable también de otro rasgo distintivo del dominio: su escasa tasa media de sedimentación, en torno a 1,5 cm cada 1.000 años, entre las bases del Emsiense y del Turnesiense (según escala cronostratigráfica de Harland *et al.*, 1982).

2. EL SILÚRICO

La unidad aflorante más antigua, está constituida por areniscas ferruginosas y lutitas con importantes tramos cuarcíticos, pero hacia el techo toman importancia progresiva rocas carbonatadas de diferentes tipos. El conjunto fue denominado Formación Carazo por Bin-

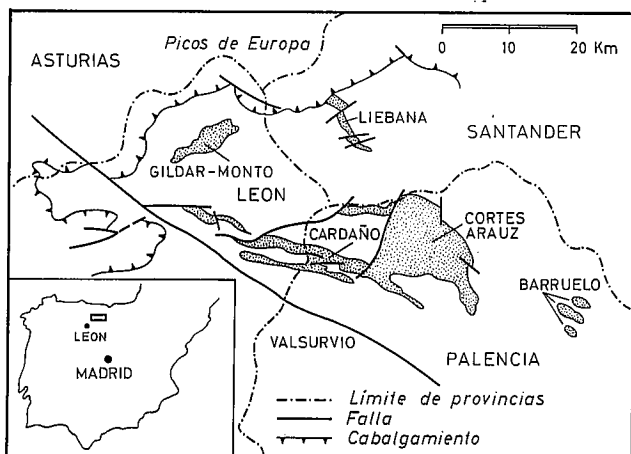


Fig. 1.—Situación geográfica del Dominio Palentino y de sus zonas de afloramiento (en punteado). (Modificado de Lobato, 1977).

Fig. 1.—The Palentine Domain. Geographical setting and outcrops (dashed). (Modified from Lobato, 1977).

nekamp (1965). Ambrose (1974), sin embargo, reservó dicho nombre para la parte superior integrada por paquetes cuarcíticos formando los relieves más importantes de la región y por las lutitas y areniscas con intercalaciones calcáreas que vienen a continuación, probablemente de edad devónica desde su base, y distinguió por debajo, de muro a techo, las formaciones Robledo y Arroyacas, la primera esencialmente cuarcítica y la segunda lutítica.

La edad precisa de la base regional del dominio está en disputa a causa de la ambigüedad de los resultados paleontológicos disponibles en las unidades supuestamente más antiguas y de una interpretación tectónica de detalle a todas luces insuficiente. De hecho, Cramer y Rodríguez (1977a y 1977b en Lobato *et al.*), han implicado que la posición estratigráfica relativa de las formaciones Robledo y Arroyacas sería la inversa de la supuesta por Ambrose (1974), e incluso que la Fm. Robledo podría ser prácticamente equivalente a la Fm. Carazo s.str. La fluctuación de la interpretación cronostratigráfica se recoge en la Fig. 2; dicha interpretación se ha basado, sobre todo, en asociaciones de palinomorfos y en graptolites y, en menor medida, en braquiópodos y conodontos de la parte alta de la Fm. Carazo s.str.

Las diferencias de criterio entre los distintos autores se reflejan también en los espesores asignados a la serie. Binnekamp (1965), por ejemplo, le concedió unos 200 m, Veen (1965) 320 m, Ambrose (1974) 910 m, Lobato (1977) 450 m, Lobato *et al.* (1977) 483 m y Jahnke *et al.* (1983) 1.030 m.

3. EL DEVÓNICO

Durante el Lochkoviense inferior la sedimentación tuvo lugar en condiciones basinales estancadas, posiblemente anóxicas, interrumpidas por cortos períodos de restablecimiento biótico (¿acción de tormentas?). A lo largo del Lochkoviense-Praguense se desarrolló una extensa plataforma carbonatada en aguas someras. A fines del Praguense tuvo lugar una rápida profundización, con retorno a las condiciones basinales que prácticamente se mantuvieron ya, con escasas alternativas, el resto del Devónico. El momento de máxima transgresión en esta fase inicial parece registrarse, igual que en otras partes del mundo (Chlupač y Kukal, 1986), en la Cronozona de *Nowakia cancellata* («Suceso» Daleje), representada en la región por las lutitas superiores de la Fm. Abadía (Fig. 3). Otros posibles pulsos transgresivos se evidencian en la presencia de tramos de lutitas negras de origen euxínico y parecen correlacionarse razonablemente bien con ciertas fases de los ciclos T-R de Johnson *et al.* (1985) y con algunos de los episodios de cambios biotratigráficos globales descritos por House (1985) y Walliser (1985).

La sucesión devónica comienza con el llamado Miembro C o Miembro Superior de la Fm. Carazo (Binnekamp, 1965; Veen, 1965; Lobato, 1977) y también Fm. Carazo Superior (Jahnke *et al.*, 1983). Esta unidad com-

A U T O R	E D A D						
	ARENIG. LLANDOVERY	WENLOCK	LUDLOW			PRIDOLI	LOCHKOV
			I	M	S		
AMBROSE (1974)		R ?	ARROYACAS		CARAZO	?	
CRAMER Y RODRIGUEZ (1977)					A ? ROBLEDO-CARAZO ?		
JAHNKE et alt. (1983)			? R	ARROYACAS	CARAZO	?	

Fig. 2.—Fluctuación de la interpretación cronoestratigráfica de las unidades aflorantes más antiguas del Dominio Palentino. R=Fm. Robledo; A=Fm. Arroyacas.

Fig. 2.—Age interpretations of the Palentine Domain oldest units. R=Robledo Fm.; A=Arroyacas Fm.

prende como mínimo unos 130 m de lutitas, areniscas e intercalaciones calcáreas (calizas arenosas, calizas encríticas y dolomías). El límite con el Silúrico no puede trazarse con precisión y debe de encontrarse en el tramo cuarcítico basal de la unidad. Inmediatamente sobre dicho paquete, aparecieron *Caudicriodus woschmidti woschmidti* y braquiópodos abundantes del Lochkovienese (Fig. 3).

El final de la sedimentación siliciclástica y subsiguiente desarrollo de una plataforma carbonatada de aguas someras, está representado por la Fm. Lebanza (Alvarado y Hernández-Sampelayo, 1945) (Fig. 3). Esta unidad consta de unos 160 m de rocas carbonatadas diversas, con intercalaciones lutíticas destacables hacia el techo. Krans *et al.* (1982), distinguieron en ella cinco miembros, de acuerdo con características litológicas, paleontológicas y genéticas, de los cuales el inferior, o Miembro A, corresponde en parte a lo que aquí se considera aún Fm. Carazo (Fig. 3). En conjunto la Caliza de Lebanza parece haberse originado en medios litorales o sublitorales, registrándose una disminución paulatina de la profundidad hasta el tercio superior (Miembro D), que llega a desembocar en un episodio inter o supramareal y, a partir de entonces, un aumento bastante rápido de la misma. La formación contiene faunas abundantísimas de braquiópodos y, en mucho menor escala, de otros fósiles (conodontos icriódidos, trilobites, corales, ostrácodos, gasterópodos, bivalvos, nautiloideos y tentaculítidos). La base pertenece claramente al Lochkovienese y el techo al Praguense; el problema radica en situar el límite entre ambos Pisos en ausencia de elementos representativos. Los cambios faunísticos más importantes se registran entre los miembros B y C y entre los miembros D y E. El primero de ellos coincide prácticamente con el que Carls (1985, com. pers.) propone para trazar el límite Gedinense/Siegeniense en otras áreas, en la base de la Biozona de *Vandercammenina sollei* (Fig. 3). *Nowakia acuaria* es muy escasa y aparece sólo en el techo de la formación.

Por encima de la Caliza de Lebanza se extiende un conjunto en el que alternan fundamentalmente lutitas y calizas, con tramos menores de areniscas, denominado

Grupo Cortés-Cardaño por Lobato (1977), en el que pueden distinguirse cuatro formaciones: Abadía, Polentinos, Gustalapedra y Cardaño (Fig. 3).

La Fm. Abadía fue definida de manera imprecisa por Binnekamp (1965) y redefinida por Veen (1965) para incluir una serie lutítica con dos miembros calcáreos: Requejada y Polentinos. Jahnke *et al.* (1983) elevaron el Mb. Polentinos a rango formacional y distinguieron dos nuevas formaciones en el resto de la sucesión: la Fm. Cortés, entre las Calizas de Lebanza y Requejada, y la Fm. Arauz, entre las Calizas de Requejada y de Polentinos, integrando las tres formaciones en el llamado Grupo Abadía. Las secciones tipo de las fms. Cortés y Arauz, a lo largo del Arroyo Arauz, presentan complicaciones tectónicas que impiden establecer inequívocamente sus límites; además, la Fm. Arauz se ha basado en una interpretación incorrecta de Lobato (1977) de lo que Kullmann (1960) denominó «Capas de Arruz» que sólo equivalen, en realidad, al Mb. Requejada y a unos pocos metros más de la sucesión suprayacente. En este trabajo se acepta la Fm. Polentinos, por su constancia y homogeneidad a lo largo del ámbito palentino, pero se mantiene el nombre de Fm. Abadía, en sentido restringido (Montesinos y Truyóls-Massoni, 1987), para la sucesión que la precede hasta el techo de la Caliza de Lebanza (Fig. 3).

La Fm. Abadía está sumamente tectonizada en toda la región debido a su escasa competencia y a las condiciones dinámicas del dominio. Hasta el presente no se encontró ningún corte continuo y la estratigrafía ha tenido que reconstruirse a partir de correlaciones entre diferentes localidades. Comprende, por término medio, 135 m (aunque puede alcanzar 200 m y más) de lutitas marrones, astillosas, con una intercalación calcárea de unos 12 m. en la mitad inferior (Mb. Requejada), tramos siliciclásticos fuertemente bioturbados hacia la parte baja y en la mitad superior, y una alternancia de margas y lutitas de 10 a 20 m en el mismo techo (Mb. Lezna de Jahnke *et al.*, 1983) (Fig. 3). Las lutitas y limolitas con *Zoophycos* de la parte baja son muy poco fosilíferas; en cambio, la alternancia de margas y lutitas situada inmediatamente sobre la Caliza de Requejada con-

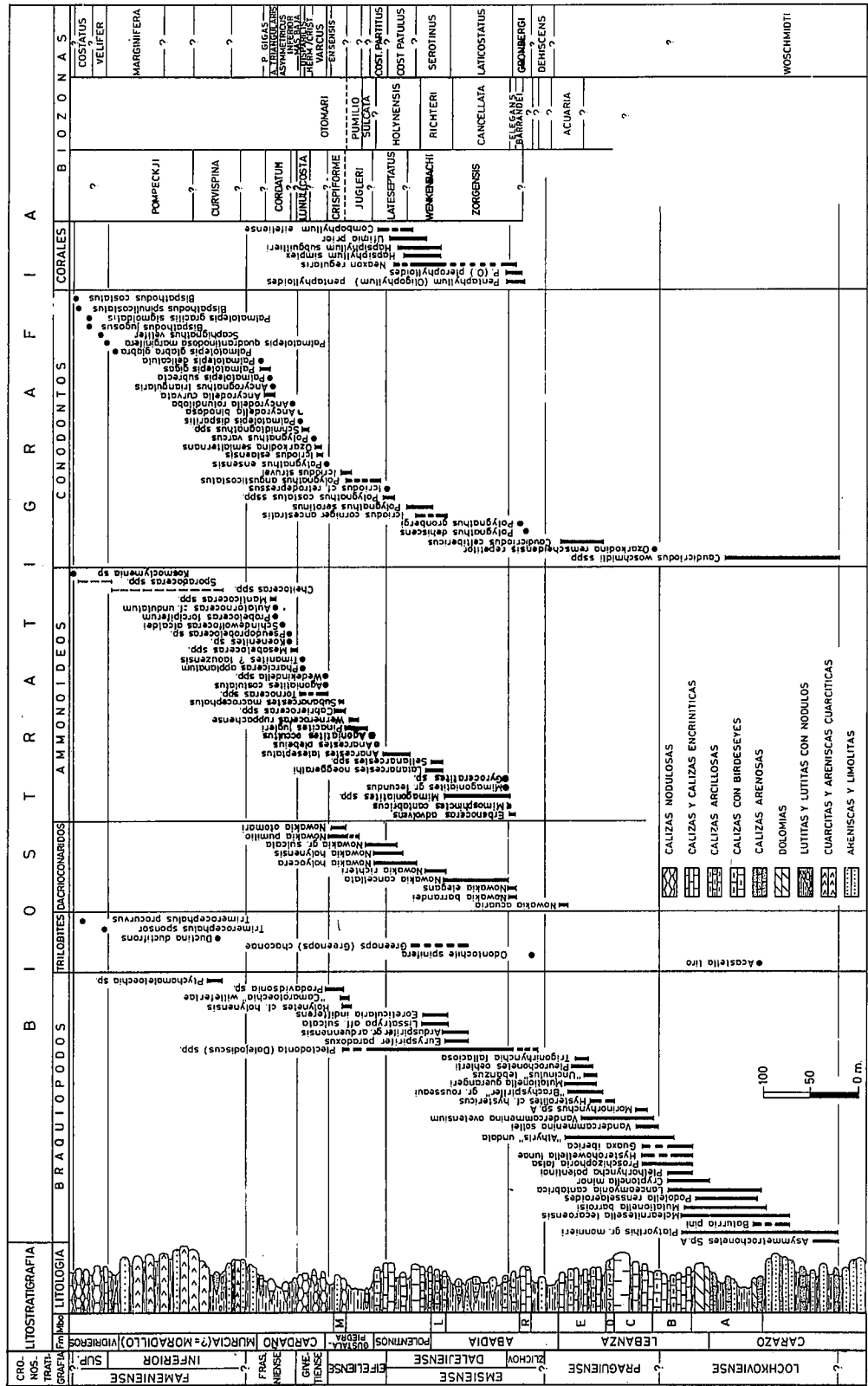


Fig. 3.—Estratigrafía del Devónico del Dominio Palentino. Fósiles seleccionados según datos originales de J.L. García-Alcalde (braquiópodos), M.A. Arbizu (trilobites), M. Truyóls-Massoni (dacrioconáridos), J.R. Montesinos (ammonoideos) y F. Soto (corales); conodontos según datos originales de S. García-López y otros recopilados de Adrichem-Boogaert (1967), Jahnke *et al.* (1983) y Henn (1985). M = Miembro Man; L = Miembro Lezna; R = Miembro Requejada (*sensu* Montesinos y Truyóls-Massoni, 1987); A, B, C, D y E = Miembros de la Fm. Lebanza, según Krans *et al.* (1982). Escalas biozonales de ammonoideos (izquierda), dacrioconáridos (centro) y conodontos (derecha).

Fig. 3.—Devonian stratigraphy of the Palentine Domain. Fossil information by J.L. García-Alcalde (brachiopods), M.A. Arbizu (trilobites), M. Truyóls-Massoni (dactyloconarids), J.R. Montesinos (ammonoids), and F. Soto (corals). Conodont data by S. García-López and selected references from Adrichem-Boogaert (1967), Jahnke *et al.* (1983), and Henn (1985). M = Man Mb.; L = Lezna Mb.; R = Requejada Mb. (*sensu* Montesinos & Truyóls-Massoni, 1987); A, B, C, D, and E = Lebanza Fm. Members, according to Krans *et al.* (1982). Biozone scales of ammonoids (left), dactyloconarids (centre), and conodonts (right).

tiene numerosos elementos de la llamada «Fauna de *Ane-toceras*» (Chlupáč, 1976), como *Erbenoceras*, *Mimagonia-tites*, *Mimosphinctes* y otros, del Zlichoviense superior, junto con trilobites, dacrioconáridos, corales y conodontos (Montesinos y Truyóls-Massoni, 1987) (Fig. 3). Cerca de la base del Mb. Lezna existe una interesante intercalación margosa, con faunas bentónicas de carácter mixto. El propio Mb. Lezna, sin embargo, presenta faunas hercinianas del Emsiense (Fig. 3).

La Fm. Polentinos está constituida por unos 60 m de calizas tableadas grises con intercalaciones lutíticas más importantes en la parte media. Las faunas bentónicas son pobres y comprenden, sobre todo, trilobites, raros braquiópodos y corales solitarios de la «Fauna de *Cyathaxonia*». La base de la unidad suele poseer ammonoideos similares a los del Mb. Lezna y conodontos del Emsiense superior; mientras que el techo registra la aparición de *Agoniatites occultus*, del género *Foordites* y de otros ammonoideos, dacrioconáridos y conodontos del Eifeliense (Fig. 3).

La Fm. Gustalapedra (Veen, 1965) integra 50 m de lutitas negras, generalmente muy tectonizadas, con tramos de origen euxínico, raros lentejones de calizas negras y un miembro de unos 10 m de calizas nodulosas y areniscas ferruginosas de grano fino, bioturbadas, en la mitad superior (Miembro Man, de Jahnke *et al.*, 1983). El bentos continúa siendo pobre; en cambio, los elementos planctónicos y nectónicos tienen gran importancia (Fig. 3). *Pinacites jugleri* aparece cerca de la base de la formación y en el extremo de su distribución vertical llega a coexistir con formas de *Cabrieroceras* y de *Nowakia otomari* (Fig. 3). La presencia de lutitas negras en el techo de la Fm. Polentinos y en la parte baja de la Fm. Gustalapedra y la distribución de *A. occultus* y de *P. jugleri* en dichas capas, marcan el «Suceso» **Jugleri** (Walliser, 1985; Chlupáč y Kukal, 1986). La extinción de *Pinacites* y otros anarcéstidos y la aparición de *Nowakia otomari* en lutitas negras situadas por debajo del Mb. Man y la entrada de los primeros Tornoceratinos (*Tornoceras*, *Parodiceras*), en lutitas negras por encima de dicho miembro, delimitan el «Suceso» **Kacak-Otomari** (House, 1985; Walliser, 1985; Chlupáč y Kukal, 1986), que parece coincidir, mas o menos, con el ciclo T-R Id de Johnson *et al.* (1985). El evento viene marcado en la región por la proliferación de especies de *Cabrieroceras* (Fig. 3).

La Fm. Cardaño (Veen, 1965), está constituida por unos 75 m de alternancias de calizas arcillosas y calizas nodulosas con lutitas oscuras, dominando hacia la mitad superior de la unidad éstas a aquellas. Los elementos bentónicos son extraordinariamente raros; en cambio, hay ricas faunas de ammonoideos, conodontos y entomozoidos. La importante renovación de ammonoideos que caracteriza el «Suceso» **Taghanic-Pharciceras** (House, 1985; Walliser, 1985), tendría lugar aquí en la mitad inferior de la formación, donde aparece una variada cohorte de Farcicerátidos (Montesinos y Henn, 1986) (Fig. 3). El «Suceso» **Frasnes** (House, 1985) se evidencia en la desaparición de dichos ammonoideos y entrada de los primeros Belocerátidos (*Mesobeloceras* spp.) en o cerca

de la base de la Biozona de conodontos *-asymmetricus* inferior (Frasniense). Los datos correspondientes a ambos eventos, sin embargo, precisan aún ser contrastados ya que en origen (Henn, 1985) fueron tratados de una manera muy confusa, probablemente a causa de la complicada tectónica de detalle de los cortes disponibles (Montesinos y Henn, 1986). Lo mismo puede decirse respecto a la situación estratigráfica de las demás formas de ammonoideos del Frasniense (Fig. 3).

En el techo de la Caliza de Cardaño, A.N. Mouravieff (en Lobato, 1977) citó una asociación de conodontos de las Biozonas *P. gigas* y *P. triangularis*, de difícil interpretación, en un banco de caliza oscura seguido por lutitas negras con restos de vegetales flotados.

Un cambio litológico notable se produce con el depósito de la Formación Murcia (Veen, 1965) (posiblemente equivalente a la Fm. Moradillo de Wagner y Wagner-Gentis, 1963), que supone la entrada de 100 a 150 m de materiales siliciclásticos, representados sobre todo por areniscas cuarcíticas y cuarcitas, frecuentemente con «graded bedding», estratificaciones cruzadas y marcas de presión y de arrastre en la base de los bancos (Lobato, 1977); existen, sin embargo, todavía intercalaciones de lutitas negras, a veces nodulosas, en la parte inferior de la serie, con restos de vegetales flotados y elementos pelágicos como *Buchiola* spp. (Veen, 1965), del Frasniense, y *Cheiloceras amblylobum*, *Guerichia obrotundata*, *G. cf. venusta* y *Ductina ductifrons*, del Famenienense (Arbizu *et al.*, 1986) (Fig. 3), y también hacia el techo.

Por encima de la Cuarcita de Murcia se extiende la Fm. Vidrieros (Veen, 1965), con unos 50 m de lutitas y lentejones de calizas nodulosas que, hacia la parte alta, adquieren mayor continuidad, de colores frecuentemente rojizos (Fig. 3). Las faunas bentónicas constan, sobre todo, de trilobites y ostrácodos y raros corales y braquiópodos. Los tramos basales pertenecen aún al Famenienense inferior, con *Cheiloceras planilobum* (*cf.* Arbizu *et al.*, 1986) y otros ammonoideos (Kullmann, 1960) y conodontos de la Biozona *P. marginifera* inferior (Adrichem-Boogaert, 1967); pero la mayor parte corresponde ya al Famenienense superior, con abundantes climénidos, *Sporadoceras* y otros ammonoideos (Kullmann, 1960), trilobites trimerocefálicos (Arbizu, 1985), conodontos de las biozonas *S. velifer* a *B. costatus* (Adrichem-Boogaert, 1967; S. García-López, aquí) y ostrácodos variados (Becker, 1981, 1982). En el mismo techo, se han citado conodontos de la Biozona *S. sulcata* (*Polygnathus inornatus*, por ejemplo), pero este dato requiere ser contrastado.

El Devónico es sucedido en todo el ámbito palentino por lutitas negras con nódulos fosfáticos de la Fm. Vegamián, del Carbonífero inferior.

4. CONCLUSIONES

El Dominio geológico Palentino comprende rocas silúricas y devónicas, cuyo origen autóctono o alóctono

se encuentra en discusión. La sedimentación durante el Silúrico fue, sobre todo, siliciclástica, mientras que a lo largo del Devónico prevalecieron los materiales arcillosos y carbonatados sobre los siliciclásticos groseros. La diferenciación de los dominios Palentino y Astur-Leónés se advierte con claridad a partir del Emsiense. La peculiaridad del Dominio Palentino estriba en su pertenencia al ámbito magnafacial hercíniano, con faunas dominadas por elementos planctónicos y neotónicos que vivieron, frecuentemente, sobre fondos euxínicos. La tasa de sedimentación entre el Emsiense y principios del Turnesiense se sitúa en torno a 1,5 cm cada 1.000 años.

El Silúrico es poco fosilífero y mal conocido, cuestionándose incluso el orden relativo de las formaciones (Robledo, Arroyacas, Carazo). El límite Silúrico-Devónico se sitúa hacia la base de la Fm. Carazo superior. La Fm. Lebanza comprende faunas del Lochköviense y del Praguense. La Fm. Abadía se extiende entre el Praguense y el Emsiense superior; en esta unidad, inmediatamente sobre el Mb. Requejada, aparecen los primeros ammonoideos; mas arriba, el relevo *Nowakia elegans-N. cancellata* marca el «Suceso» **Dalejiense**. El límite Devónico inferior-Devónico medio se registra en el techo de la Fm. Polentinos. La Fm. Gustalapedra comprende, sobre todo, faunas del Eifeliense; la presencia de lutitas negras en el techo de la Fm. Polentinos y en la parte baja de la Fm. Gustalapedra y la distribución de *A. occultus* y *P. jugleri* en dichas capas, marcan el «Suceso» **Jugleri**; la extinción de *Pinacites* y otros anarcéctidos y la aparición de *N. otomari* en lutitas negras por debajo del Mb. Man y la entrada de los primeros Tornoceratinos en lutitas negras por encima de dicho miembro, delimitan el «Suceso» **Kacak—Otomari**. La Fm. Cardaño comprende fósiles del Givetiense y del Frasniese; la litología y la distribución de los Farciceratáceos y Belocerátidos están relacionados con los «Sucesos» **Taghanic-Pharciceras** y **Frasnes**, empero mal conocidos en la región. El paso Frasniese-Fameniense se encuentra hacia la base de la Fm. Murcia. El límite Devónico-Carbonífero podría situarse hacia el techo de la Fm. Vidrieros, pero se requieren más datos para corroborarlo.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. P. Carls, de la Universidad de Braunschweig, por facilitarnos el manuscrito de un trabajo aún inédito.

BIBLIOGRAFÍA

Adrichem-Boogaert, H.A. van (1967): Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.* 39, 129-192.

Alvarado, A. y Hernández-Sampelayo, A. (1945): Zona occidental de la cuenca del Rubagón. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 58, 1-44.

Ambrose, T. (1974): The Lower Palaeozoic rocks of northern Palencia. *Brev. Geol. Asturica*, 28(4), 49-53.

Arbizu, M. (1985): Trilobites Phacopiniae de la Formación Vidrieros, en el área de Gildar-Montó (León, NO de España) y su distribución estratigráfica. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 15, 67-75.

Arbizu, M. (1986): El género *Odontochile* HAWLE y CORDA (Trilobite) en el Devónico Inferior de la Cordillera Cantábrica y el Pirineo. *Rev. Esp. Paleont.*, 1, 93-99.

Arbizu, M., García-Alcalde, J.L. y Montesinos, J.R. (1986): La edad de la Formación Murcia en el Dominio Palentino (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Paleont. Evol.* 20, 87-91.

Becker, G. (1981): Ostracoda aus cephalopoden-führenden Oberdevon im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien). 1. Hollinacea, Primitiopsacea, Kirkbyacea, Healdiacea und Bairdiocypridacea. *Palaeontographica*, A 173 (1-4), 1-63.

Becker, G. (1982): Ostracoda aus cephalopoden-führenden Oberdevon im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien). 2. Bairdiacea, Cytheracea und Entomozoacea. *Palaeontographica* A 178 (4-6), 109-182.

Binnekamp, J.G. (1965): Lower Devonian brachiopods and stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 33, 1-62.

Brouwer, A. (1964): Deux faciès dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques Méridionales. *Brev. Geol. Asturica*, A8 (1-4), 3-10.

Brouwer, A. (1967): Devonian of the Cantabrian Mountains, northwestern Spain. *Int. Symp. Dev. System*, Calgary, 2: 37-45.

Cramer, F.H. y Rodríguez, R. (1977): Robledo and Arroyacas Formation (Arroyo de Las Arroyacas, province of Palencia, Spain) palynologically dated as Late Silurian. *Brev. Geol. Asturica*, 21(1), 2-4.

Chlupáč, I. (1976): The oldest goniatite faunas and their significance. *Lethaia*, 9, 303-315.

Chlupáč, I. y Kukal, Z. (1986): Reflection of possible global Devonian Events in the Barrandian Area, C.S.S.R.. *En «Global Bio-Events»* (O.H. WALLISER, ed.). *Lect. Not. Earth Sci.* 8, 169-179.

Frankenfeld, H. (1983): El Manto de Montó-Arauz: interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 13, 37-47.

Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.C., Picton, C.A.G., Smith, A.G. y Walters, R. (1982): A geologic time scale. *Cambridge Univ. Press*, 128 pp.

Henn, A. (1985): Biostratigraphie und Fazies des hohen Unter-Devon bis tiefen Ober-Devon der Provinz Palencia, Kantabrisches Gebirge, N-Spanien. *Gött. Arb. Geol. Paläont.*, 26, 1-100.

House, M.R. (1985): Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature*, 313, 17-22.

Jahnke H., Henn, A., Mader, H. y Schweineberg, J. (1983): Silur und Devon im Arauz-Gebiet (Prov. Palencia, N-Spanien) *Newslett. Strat.*, 13(1), 40-66.

Johnson, J.G., Klapper, G. y Sandberg, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 567-587.

- Krans, T.F., Guit, F.A. y Ofwegen, L.P. van (1982): Facies patterns in the Lower Devonian carbonates of the Lebanza Formation (Cantabrian Mountains, Province of Palencia, NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163(2), 192-230.
- Kullmann, J. (1960): Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Nat. kl.*, 7, 1-105.
- Lobato, L. (1977): Geología de los valles altos de los ríos Es-la, Yuso, Carrión y Deva. *Inst. Fray Bernardino Sahagún-CSIC*, 193 pp.
- Lobato, L., Cramer, F.H. y Rodríguez, R. (1977): Descripción de la Formación Carazo de la provincia de Palencia, España. Edad palinológica de su miembro inferior: Ludloviense Medio o Superior. *Brev. Geol. Asturica*, 21(2), 25-29.
- Marcos, A. (1979): Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León Line), Cantabrian Mountains, North Spain. Discussion. *Tectonophysics*, 60, 303-309.
- Marquinez, J. y Marcos, A. (1984): La estructura de la Unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 14, 53-64.
- Montesinos, J.R. y Henn, A.H. (1986): La fauna de *Phariceras* (Ammonoidea) de la Formación Cardaño (Dominio Palentino, Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 16, 61-76.
- Montesinos, J.R. y Truyóls-Massoni, M. (1987): La Fauna de *Anetoceras* y el límite Zlichoviense-Dalejiense en el Dominio Palentino (NO de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 191-208.
- Oliveira, J.T., García-Alcalde, J.L., Liñán, E. y Truyóls, J. (1986): The Famennian of the Iberian Peninsula. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109, 159-174.
- Rodríguez-Fernández, R., Heredia, N., Lobato, L. y Velando, F. (1985): Memoria del Mapa Geol. España, E. 1:50.000, Hoja nº 106 (16-7). *Inst. Geol. Min. España*, 98 pp.
- Soto, F. (1982): Pterophyllidae y Pentaphyllidae (Cœlenterata, Rugosa) del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 12, 49-61.
- Truyóls-Massoni, M. (1981): Primera aportación sobre los tentaculites dacriocónaridos de la región del Pisuerga-Carrión. *Rev. Esp. Micropal.*, 13(1), 69-88.
- Veen, J. van (1965): The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño Area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leids Geol. Meded.*, 35, 45-104.
- Wagner, R.H. y Wagner-Gentis, C.H.T. (1963): Summary of the stratigraphy of the Upper Paleozoic rocks in NE Palencia, Spain. *Proc. Koninkl. Ned. Akad. Wetensch.*, 66, 149-163.
- Wagner, R.H., Carballeira, J., Ambrose, F. y Martínez-García, E. (1984): Memoria del Mapa Geol. España, E. 1:50.000, Hoja nº 107 (17-7). *Inst. Geol. Min. España*, 113 pp.
- Walliser, O.H. (1985): Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. *Cour. Forsch. Inst. Senckenb.*, 75, 401-408.

Recibido el 10 de julio de 1987
 Aceptado el 6 de noviembre de 1987