

LA FORMACION SAN EMILIANO (CARBONIFERO DE LA ZONA CANTABRICA, NO DE ESPAÑA): ESTRATIGRAFIA Y EXTENSION LATERAL. ALGUNAS IMPLICACIONES PALEOGEOGRAFICAS

L. P. FERNANDEZ

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



Fernández, L. P. (1993).— La Formación San Emiliano (Carbonífero de la Zona Cantábrica, NO de España): Estratigrafía y extensión lateral. Algunas implicaciones paleogeográficas. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 19, 97-122.

En este trabajo se redefinen las relaciones con el sustrato, estratigrafía y extensión lateral de la Formación San Emiliano.

Esta potente sucesión predominantemente terrígena, con intercalaciones calcáreas en la parte media y capas de carbón en la parte alta, aflora sobre la Formación Valdeteja en parte de las unidades de La Sobía-Bodón, donde ha sido tradicionalmente reconocida, y del Aramo (Zona Cantábrica). Por vez primera se considera que está disconforme sobre aquella formación, en concreto sobre cuatro de las cinco plataformas carbonatadas que, por superposición vertical, la constituyen y que aquí denominamos episodios Valdeteja-2 a 5. Localmente, la formación incluye a parte de los episodios 4 y 5 bien en la forma de un único nivel calcáreo o como varios niveles producto de la digitación de aquéllos.

En las cuencas mineras de San Emiliano, Teverga y Quirós, la formación consta de los miembros Pinos, La Majúa y Candemuela; en la rama S de la Unidad de La Sobía-Bodón sobre el Miembro Pinos (antes «capas de Villanueva») se sitúan las llamadas «capas de Villamanín». Se excluye de la formación la sucesión del Manto de Forcada-klippes de Armada y Pallide por ser afín con la de la Cuenca Carbonífera Central y con la de la Región de Mantos.

El Miembro Pinos consta de pizarras grises oscuras con intercalaciones de importancia variable de turbiditas terrígenas y derrubios calcáreos. El Miembro La Majúa está formado por sedimentos terrígenos con niveles calcáreos (equivalentes a los episodios Valdeteja 4 y 5). El Miembro Candemuela consta de depósitos terrígenos con capas de carbón y con algunos delgados niveles calcáreos en su parte baja. Las «capas de Villamanín» comienzan generalmente por un potente nivel calcáreo (la «caliza masiva», equivalente al episodio Valdeteja-5) y constan de depósitos terrígenos, a veces similares a los del Miembro Pinos, y calcáreos.

La edad de la formación ha sido determinada en base a flora terrestre y a fauna marina (foraminíferos principalmente). La base de la formación varía entre el Barshkiriense inferior (Namuriense B superior) y el Moscoviense inferior (Westfaliense A). Los niveles más modernos conservados, ya que su techo no aflora, pertenecen al Westfaliense B (Moscoviense inferior, posiblemente horizonte Kashirsky).

Durante el Carbonífero, la Zona Cantábrica constituyó una cuenca de antepaís generada por delante del orógeno Hercínico. La Formación San Emiliano se depositó en las zonas más internas de esta cuenca, rellenando un surco adyacente al orógeno y registra una tendencia somerizante desde ambientes relativamente profundos (Miembro Pinos) y de plataforma somera invadida por sistemas deltaicos (Miembro La Majúa) hasta un ambiente deltaico y marino somero (Miembro Candemuela). En la rama S de la Unidad de La Sobía-Bodón, el surco fue sustituido por una plataforma más o menos profunda sin incursiones deltaicas («capas de Villamanín»). Distalmente el surco enlazó con un umbral carbonatado (Formación Valdeteja) tras el cual existía un sector protegido (Manto de Forcada-klippes de Armada y Pallide y Cuenca Carbonífera Central-Región de Mantos) con una baja tasa de sedimentación inicial que se incrementó a medida que el umbral carbonatado iba siendo enterrado.

Palabras clave: Zona Cantábrica. Estratigrafía. Carbonífero. Formación San Emiliano. Cuenca de antepaís.

ABSTRACT

The San Emiliano Formation is a clastic succession, ca 2.000 m. thick, with subordinate interbedded limestone units and coals. It overlies the carbonate Valdeteja Formation in part of the Cantabrian Zone (Variscan orogenic belt, NW Spain), having been recognized in the Teverga and San Emiliano coalfields (where it consists of the Pinos, La Majúa and Candemuella members) and in the southern portion of the La Sobia-Bodón Unit (where two informal lithostratigraphical units have been distinguished, «capas de Villanueva» and «capas de Villamanín»). In this paper, the stratigraphy and lateral extent of the formation are discussed in the light of new data and some refinements concerning the character of the base of the formation are proposed.

For the first time, the base of the formation is considered as unconformable respect to the underlying Valdeteja Formation, which appears to be composed of five vertically stacked unconformably bounded carbonate platforms (here called Valdeteja-1 to 5 episodes). Time relationships between these platforms and the overlying terrigenous deposits (the San Emiliano Formation and other older successions) suggest that periods of carbonate platform formation alternated with periods of active clastic deposition in the adjacent basin. The San Emiliano Formation lies on the episodes (carbonate platforms) Valdeteja-2 to 5 and locally it also comprises parts of the episodes fourth and fifth in the form of a single platform (the so called «caliza masiva», equivalent to the Valdeteja-5 episode in the Bodon Nappe) or as several carbonate units in the La Majúa Member, which result of the splitting of the episodes Valdeteja-4 and 5.

The formation is present in the La Sobia-Bodón Unit (except in the Forcada Nappe and Pallide and Armada klippe) and in the Aramo Unit where it forms the Quirós coalfield. In the Teverga, San Emiliano and Quirós coalfields, the formation consists of the three above mentioned members. In the southern portion of the La Sobia-Bodón Unit, the Pinos Member (previously known as «capas de Villanueva») is overlain by the «capas de Villamanín».

The Pinos Member consists of black shales with interbedded terrigenous turbidites and platform derived calcareous debris. The La Majúa Member is formed by terrigenous, shallow marine and deltaic sequences separated by calcareous units. The Candemuella Member consists of deltaic and shallow marine sequences with coals and, in the lower part, with thin limestones. The «capas de Villamanín» are formed by shallow marine terrigenous deposits with some limestone units, this succession is occasionally interrupted by deeper-water rocks resembling those of the Pinos Member.

The age of the formation has been determined by means of marine fauna (chiefly foraminifera) and land plants. It ranges from the Lower Bashkirian-Lower Moscovian (Upper Namurian B-Westphalian A) for the base to the Westphalian B (Lower Moscovian, possibly reaching the Kashirian) for the preserved top.

During most of the Carboniferous, the Cantabrian Zone was a foreland basin located in front of the growing Hercynian orogenic belt. During the deposition of the San Emiliano Formation, this foreland basin consisted of three elements, (i) an inner trough adjacent to the orogen and which constituted the site of deposition of the formation, (ii) a forebulge on which carbonate platforms (Valdeteja Formation) developed, and (iii) an outer (back-bulge) sector represented by the Forcada Nappe, the Armada and Pallide klippe, and by the Central Asturian Coalfield-Nappe Province. The succession of the San Emiliano Formation reflects the infilling of the trough from a relatively deep environment (Pinos Member), through a shallow marine and deltaic environment (La Majúa Member) to a coastal and shallow marine setting

(Candemuela Member). In the Southern branch of the La Sobia-Bodon Unit, the infill of the trough occurred later and gave way to a shallow to relatively deep shelf represented by the «capas de Villamanín». The back-bulge sector suffered starvation during the early stages of basin evolution, and progressively became a site of active clastic deposition as the forebulge was being covered by terrigenous sediments.

Key words: Cantabrian Zone. Stratigraphy. Carboniferous. San Emiliano Formation. Foreland basin.

Luis Pedro Fernández. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo, España. Manuscrito recibido el 15 de enero de 1992; revisado el 13 de junio de 1992.

1. INTRODUCCION

La Formación San Emiliano, descrita informalmente por Brouwer & Ginkel (1964) y definida formalmente por Bowman (1980, 1982), es una potente sucesión (>2.000 m. de espesor máximo) predominantemente terrígena con niveles calcáreos en la parte media y capas de carbón en la alta, que se dispone sobre las calizas de la Formación Valdeteja y cuyo techo no aflora al hallarse cubierto discordantemente por materiales estefanienses, cortado por superficies de cabalgamiento o simplemente erosionado. Aunque la formación ha sido tradicionalmente reconocida en la Unidad de La Sobia-Bodón de la Región de Pliegues y Mantos (Zona Cantábrica, Macizo Hespérico, Fig. 1A), su extensión lateral dentro de esta unidad ha sido motivo de discusión. Brouwer & Ginkel (1964) y la mayor parte de los autores posteriores la identifican en las *cuencas*¹ de Teverga y San Emiliano² y en la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón (Manto de Bodón, lámina de Villafeliz —caracterizada recientemente por A. Suárez—, escama de Gayo y Manto de Forcada y klippen de Armada y Pallide; Fig. 1B). Sin embargo, Bowman (1980, 1982) la restringe a las *cuencas* de Teverga y San Emiliano, donde la divide en tres miembros (Pinos, La Majúa y Candemuela; Fig. 2A) de acuerdo con la proporción relativa entre materiales terrígenos y

carbonatados. En la sucesión de la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón y siguiendo a Moore *et al.* (1971), este autor distingue dos unidades separadas por una disconformidad. La inferior sería coetánea con la Formación San Emiliano, aunque al presentar una sucesión diferente la individualiza denominándola informalmente «capas de Villanueva». Por su parte, la unidad superior («capas de Villamanín», de Truyols & Sánchez de Posada, 1983) sería más joven que la Formación San Emiliano. Sin embargo, posteriormente Horvath (1985) y Villa *et al.* (1988) han mostrado que el conjunto de ambas unidades es coetáneo con la Formación San Emiliano (Fig. 2A) con lo que, en principio, la extensión lateral de la formación se ajusta más al criterio de Brouwer & Ginkel (1964).

La división de la formación es caótica al conservarse la nomenclatura propia de cada área de afloramiento (Fig. 2A). Mientras que en la *cuenca* de San Emiliano se emplean los miembros definidos por Bowman (1980, 1982), en la de Teverga se usan los términos mineros de «paquete» Santianes y «paquete» Campiello y finalmente en los afloramientos de la rama S se usa la división en «capas de Villanueva y de Villamanín».

Recientes investigaciones estratigráficas y sedimentológicas, junto a una revisión de los datos lito y bioestratigráficos disponibles en la bibliografía, han permitido (Fernández, 1990)

1 El término *cuenca* (en cursiva) tiene un significado geográfico o minero, equivalente al término anglosajón «coalfield».

2 La extensión de la formación a los afloramientos situados al N de la *cuenca* de Teverga es actualmente problemática dada la mala calidad de dichos afloramientos. Este punto fue dejado abierto por Bowman (1980, 1982).

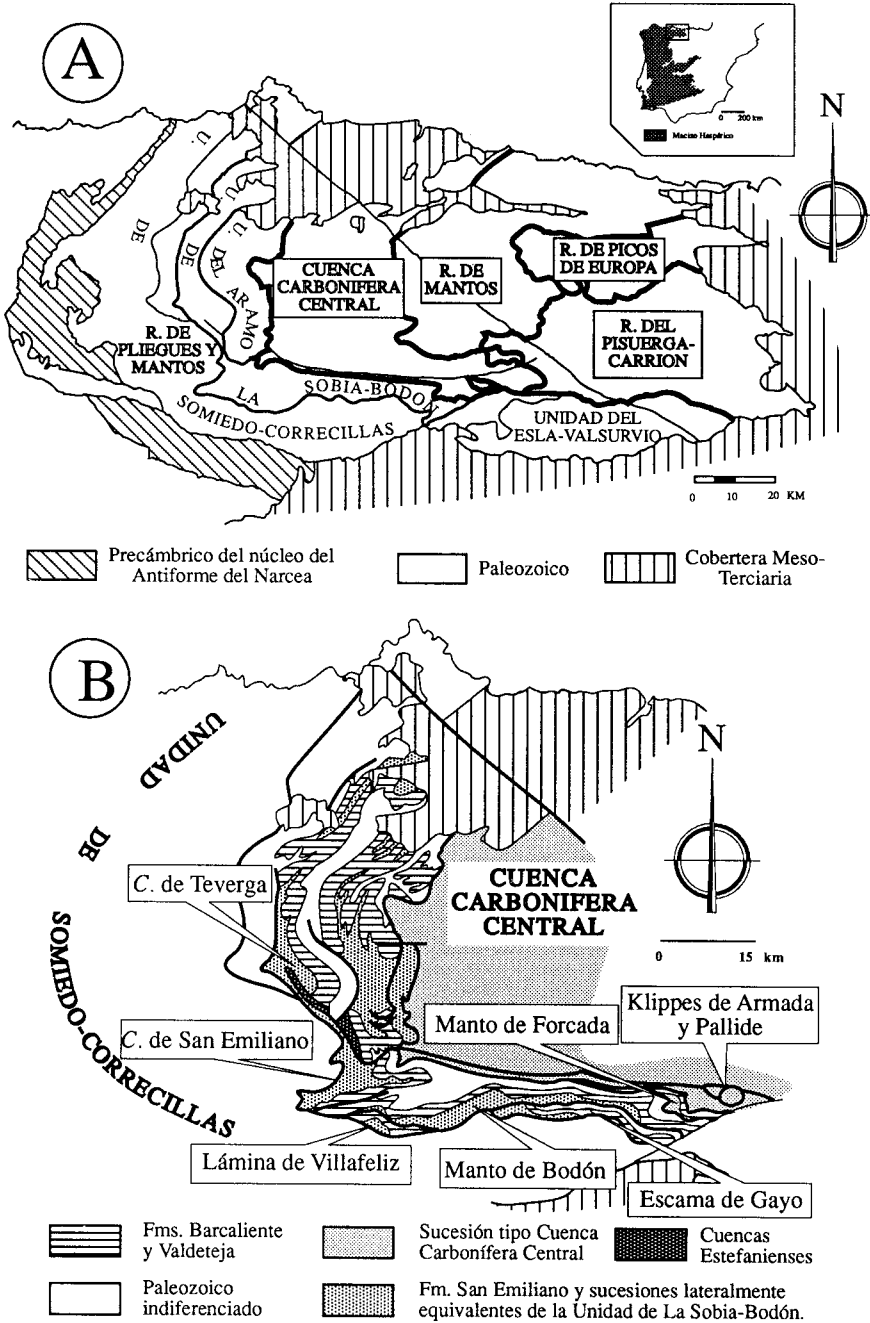


Fig. 1.- A. Esquema geológico simplificado de la Zona Cantábrica (Lotze, 1945) con las regiones de Julivert (1967). En la Región de Pliegues y Mantos se muestran las unidades que la constituyen, según Pérez-Estaún *et al.* (1988). B. Esquema geológico de la Unidad de La Sobia-Bodón, mostrando los afloramientos de la Formación San Emiliano y sucesiones lateralmente equivalentes.

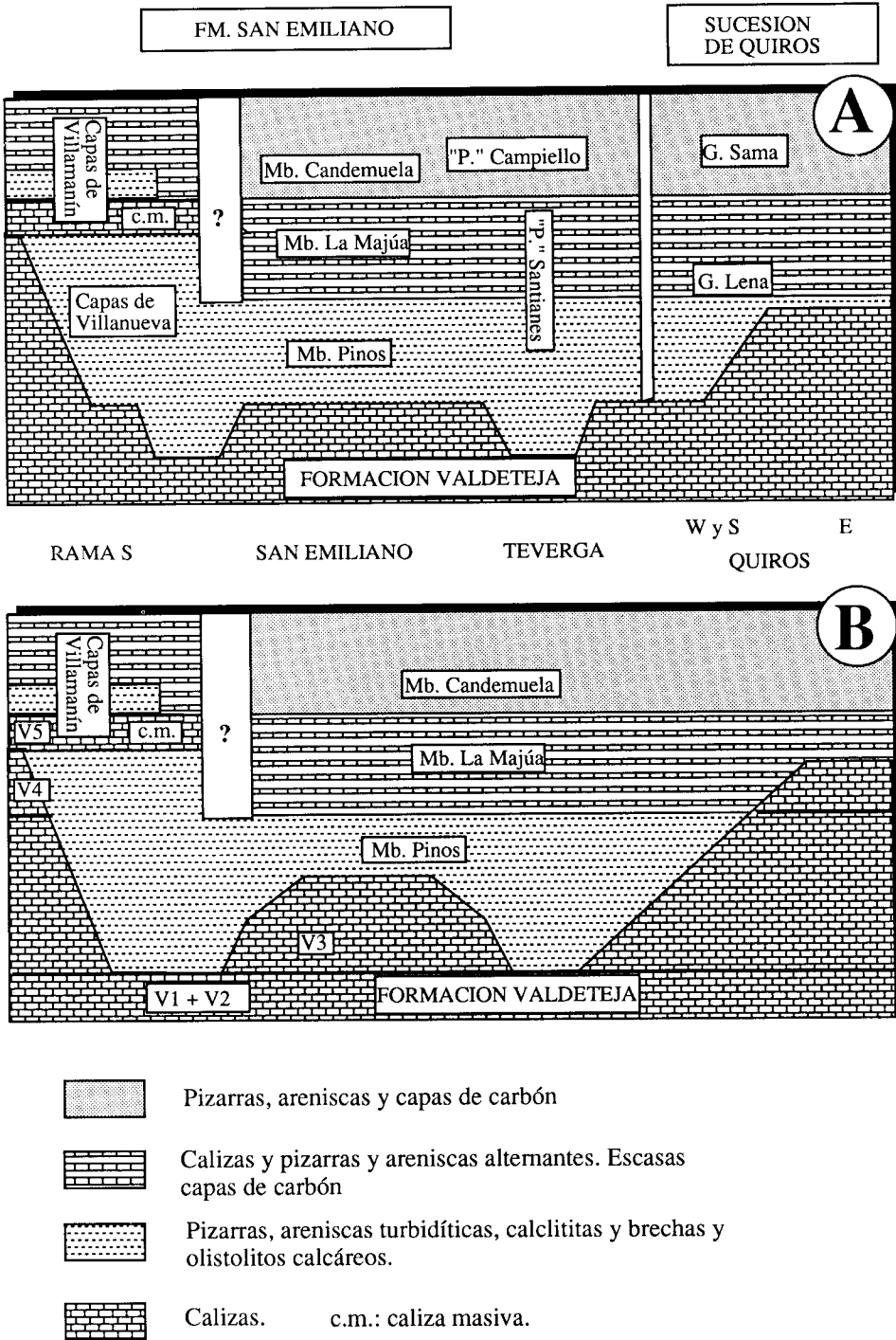


Fig. 2.- Panel de correlación simplificado mostrando la organización de la Formación San Emiliano en su versión tradicional (A) y la propuesta en este trabajo (B).

clarificar el concepto de la formación no solamente en lo referente a su extensión lateral y organización interna, simplificando la nomenclatura existente (Fig. 2B), sino también en lo que atañe al carácter de su base y sus relaciones con el sustrato.

Esta nueva visión de la formación presenta algunas implicaciones de orden paleogeográfico que apoyan y completan los recientes modelos tectonoestratigráficos y evolutivos del tipo cuenta de antepaís propuestos para la Zona Cantábrica durante el carbonífero (Marcos & Pulgar, 1982; Agueda *et al.*, 1991).

2. LA BASE DE LA FORMACION. RELACION CON LA FORMACION VALDETEJA

La base de la formación es neta sobre la Formación Valdeteja y, según Bowman (1980, 1982), conforme. No obstante, existen evidencias de que está marcada por una disconformidad, que en algunas localidades es claramente visible al hallarse la formación dispuesta en *onlap* sobre la infrayacente (ver Fernández, 1990, Lám. I.1B). El rango de edad de ambas formaciones, las disconformidades y lagunas existentes en ellas (ya detectadas por Moore *et al.*, 1971; Eichmüller, 1985) y su relación mutua (ver Fig. 3A y apartado de edad; ver también Fernández, 1990, in prep.) muestran que la Formación Valdeteja se halla formada por la superposición de cinco plataformas carbonatadas (episodios Valdeteja-1 a 5), separadas, al menos localmente, por disconformidades. Estas plataformas carbonatadas, además de aparecer amalgamadas constituyendo la Formación Valdeteja, llegan a extenderse en ocasiones hacia las áreas adyacentes de sedimentación terrígena entre cuyos materiales aparecen englobadas, es el caso de los episodios Valdeteja-4 y 5. Con el tiempo las sucesivas plataformas carbonatadas se vieron progresivamente enterradas por la sedimentación terrígena. Dentro de este esquema, la Formación de San Emiliano corresponde a las

sucesiones que se hallan dispuestas, según las áreas, sobre los episodios Valdeteja 2 a 5.

Estos cinco episodios corresponderían a cinco momentos de sedimentación carbonatada sobre un umbral que alternaron con otros intermedios de sedimentación terrígena en una cuenca **más profunda** adyacente (Fernández, 1990, in prep.). De este modo, las plataformas aparecen como un único episodio, claramente diferenciable de los materiales terrígenos profundos que se disponen lateralmente a ella (caso de las relaciones visibles entre los episodios Valdeteja-2 a 4 y el Miembro Pinos) o que la engloban (caso del episodio Valdeteja-5 que, en el Manto de Bodón, aparece intercalado entre terrígenos constituyendo la «caliza masiva» de Moore *et al.*, 1971) (Fig. 3B). Sin embargo, cuando lateralmente a un episodio carbonatado existe un medio marino **somero**, aquél se resuelve en varios niveles calcáreos que corresponden a episodios de sedimentación carbonatada de segundo orden y que se intercalan entre sedimentos deltaicos y de plataforma terrígena somera como progradaciones de plataformas carbonatadas. Este es el caso de los niveles calcáreos del Miembro La Majúa a los que interpretamos, a partir de los datos bioestratigráficos, como digitaciones de los episodios Valdeteja-4 y 5. Los datos bioestratigráficos no tienen la suficiente resolución como para determinar si existe una alternancia en el tiempo entre la sedimentación terrígena somera y la carbonatada o si, por el contrario, ambas son coetáneas expandiéndose una u otra en función de procesos autocíclicos (migración deltaica) o alocíclicos (actividad tectónica/eustatismo). Sin embargo, los tránsitos graduales a terrígenos que, a diferencia del caso anterior, existen en el techo de los niveles carbonatados, sugiere esta última posibilidad.

3. EXTENSION LATERAL DE LA FORMACION

La nueva información existente sobre la formación permite precisar su extensión lateral y

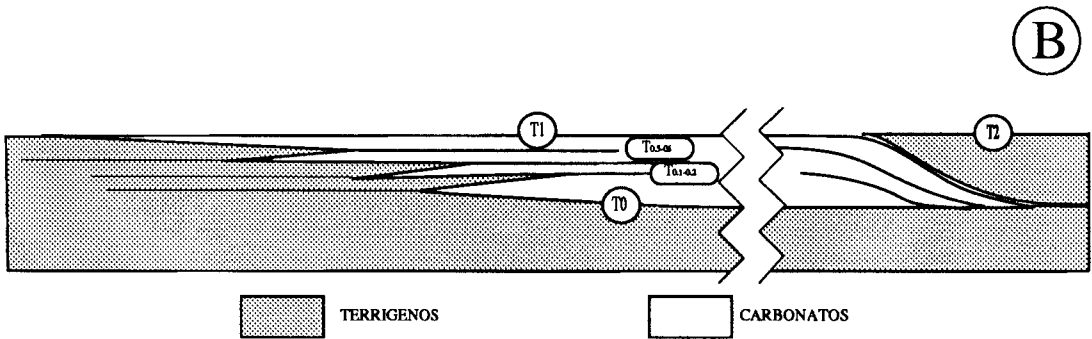
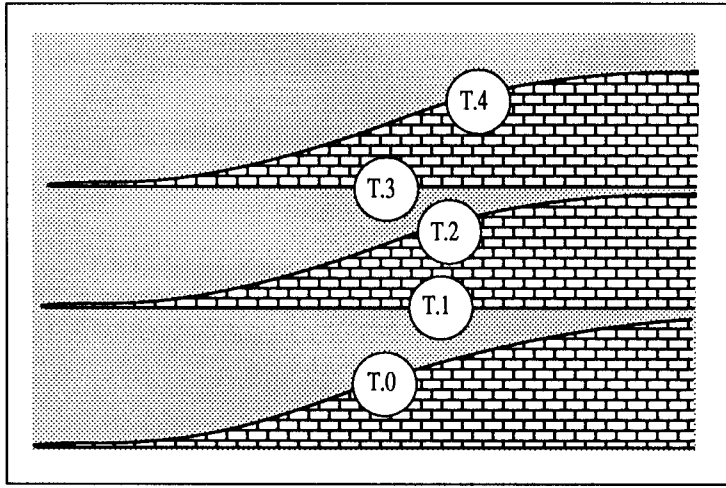
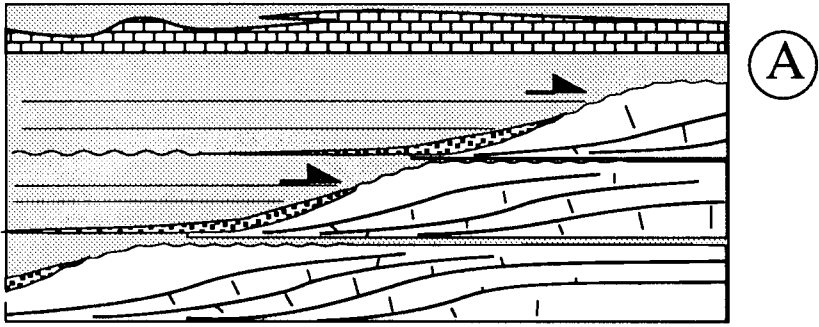


Fig. 3.- A. Esquema simplificado mostrando las relaciones espaciales y temporales entre los sedimentos terrígenos marinos profundos (Miembro Pinos) y las plataformas carbonatadas de la Formación Valdeteja. B. Esquema mostrando las diferentes relaciones temporales de las plataformas carbonatadas con el medio de sedimentación terrígena profundo y somero.

las relaciones entre sus partes constituyentes. En este sentido, la extensión de la formación es llevada hasta la *cuenca* de Quirós (Fig. 1), mientras que la sucesión del Manto de Forcada y klippe de Armada y Pallide es segregada de la misma. Por otra parte, se considera que las «capas de Villanueva» deben ser asimiladas al Miembro Pinos. Todos estos puntos son discutidos a continuación tomando como referencia la sucesión del área tipo.

3.1. La sucesión de la *cuenca* de San Emiliano

En el área tipo, la formación aflora en el sinclinal homónimo donde está afectada por dos superficies de despegue (cabalgamiento de Pinos, A. Suárez, com. pers., 1989) que se sitúan en la base y en el interior del Miembro La Majúa, respectivamente (Fig. 4). Aunque su desplazamiento aún no ha sido evaluado, suponemos que estos despegues no modifican excesivamente la tendencia general de la sucesión a la vista de cómo es en otras áreas (Quirós y Teverga), debiendo únicamente ser tomados con reservas el espesor y la estratigrafía de detalle del Miembro La Majúa. Bowman (1980, 1982) distinguió aquí los tres miembros en que divide la formación: Miembro Pinos, Miembro La Majúa y Miembro Candemuela. Su descripción es la siguiente:

El Miembro Pinos, de 250 m. de espesor, consta de pizarras negras, con briznas vegetales y fauna y bioturbación escasas. En los 5 m. basales se intercalan capas de turbiditas calcáreas y escasos clastos de calizas. Las pizarras hacia techo pasan gradualmente a lutitas y limolitas bioturbadas con delgadas intercalaciones de areniscas y finalmente a limolitas homogéneas con fósiles dispersos y con una capa lenticular de calizas de algas filoides. El techo del miembro viene definido por el primer nivel lateralmente continuo de calizas.

Una revisión de los afloramientos permite verificar la variabilidad lateral de este miembro, lo que lleva a introducir modificaciones sustanciales a la descripción arriba expresada y a cons-

tatar su identidad con las «capas de Villanueva» en facies y secuencias. En base a las secciones del Puerto de La Cubilla-1 y 2 (Fig. 4, ver Fernández, 1990), situadas a 2-3 Km. al E de la sección tipo, se ha medido un espesor para el miembro de más de 300 m. Además, la sucesión contiene intercalaciones de turbiditas calcáreas en niveles más altos de los basales y fragmentos de caliza de tamaños variables (centimétricos a decamétricos) relativamente frecuentes, así como intercalaciones de turbiditas terrígenas.

El Miembro La Majúa, de 1.050 m. de espesor, se superpone de modo conforme sobre el anterior y consta de una alternancia rítmica de intervalos terrígenos con ocho niveles calcáreas principales. Los intervalos terrígenos forman típicamente secuencias granocrecientes, correspondientes a etapas de progradación deltaica sobre una plataforma marina somera. Las secuencias más altas presentan cuerpos canalizados de areniscas en su parte superior y en algún caso culminan en una capa de carbón. Los niveles calcáreas presentan típicamente bases netas y erosivas y techos graduales con las secuencias terrígenas suprayacentes. Están formados por un abanico de facies característico con una distribución sistemática a lo largo de la vertical de las diferentes unidades calcáreas (ver Bowman, 1979, 1980, 1985).

El Miembro Candemuela presenta un espesor mínimo de 500 m. y está formado por depósitos terrígenos organizados en secuencias tanto granocrecientes como granodecrecientes. Las capas de carbón son más comunes que en el Miembro La Majúa, si bien su calidad es baja y su potencia reducida. En la parte baja del miembro aparecen algunos niveles delgados calcáreas, formados por un abanico de facies más restringido que en el caso de las calizas del Miembro La Majúa.

3.2. La sucesión de la *cuenca* de Teverga

Atribuida por Bowman (1980, 1982) a la Formación San Emiliano, esta sucesión presenta un espesor de 2.000 m. y ha sido tradicional-

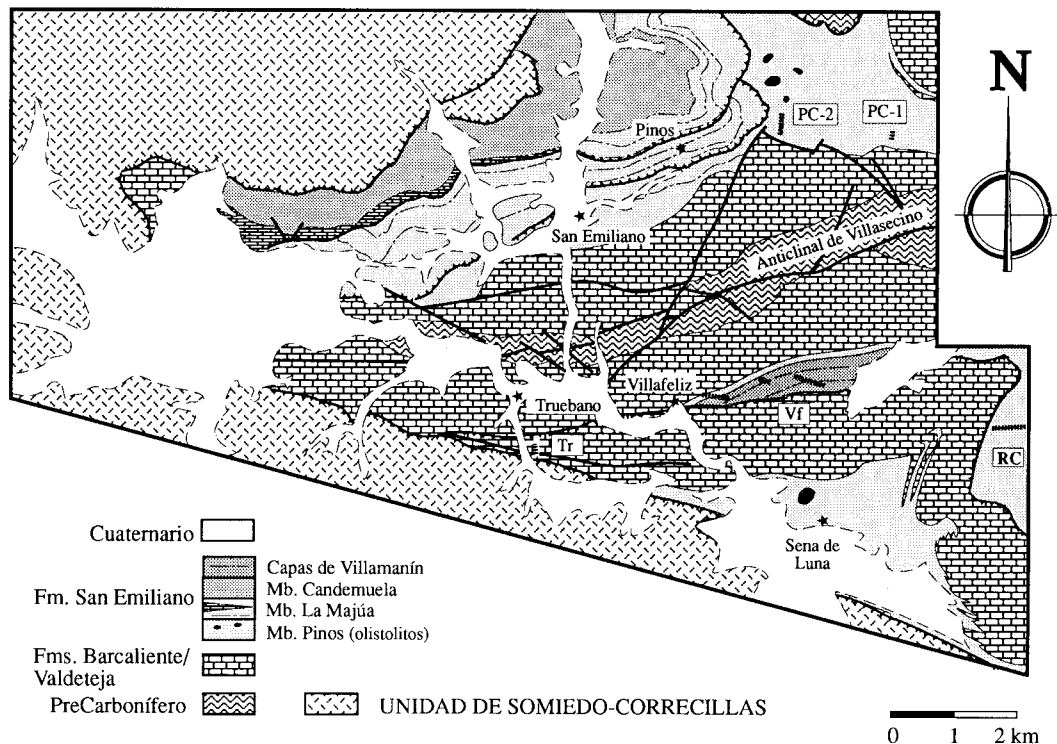


Fig. 4.- Mapa geológico simplificado del sector centro-meridional de la cuenca de San Emiliano y del borde occidental del Manto de Bodón y de la lámina de Villafeliz (según Suárez *et al.*, 1991). PC-1 y 2, secciones del Puerto de La Cubilla 1 y 2; VF, sección de Villafeliz; Tr, sección de Truébano; RC, sección de Robledo de Caldas.

mente dividida en dos intervalos que antiguamente fueron asimilados, respectivamente, a los «paquetes» Caleras y Generalas de la Cuenca Carbonífera Central, debido a consideraciones cronoestratigráficas erróneas y a su similitud litológica. Actualmente son conocidos de modo informal como los «grupos» o «paquetes» Santianes (el inferior) y Campiello (el superior) (Fig. 2A). Según ENADIMSA (1981) y Truyols *et al.* (1982), el primero, de 1.500 m. de espesor, contiene intercalaciones calcáreas y en ella aparecen capas de carbón desde los 850 m. En el «paquete» Campiello, de 350 m. de espesor, se produce la práctica desaparición de las calizas y un aumento de las areniscas. De

acuerdo con lo que se ha visto en la cuenca de Quirós, cuyos afloramientos permiten reconstruir la serie casi por completo, resulta lógico suponer que el «paquete Santianes» abarque a los miembros Pinos y La Majúa, mientras que el Campiello correspondería al Miembro Candemuela (Fig. 2B).

3.3. La sucesión del Manto de Bodón, escama de Gayo y lámina de Villafeliz

En la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón y separada del área tipo por el anticlinal de Villasecino, la Formación de San Emiliano aflora en tres láminas alóctonas de dirección E-

W (Figs. 1B, 4 y 5): el Manto de Bodón, la lámina de Villafeliz y la escama de Gayo. En este sector, la formación ha sido dividida en las «capas de Villanueva» y las «capas de Villamanín», en cuya base se encuentra un potente nivel calcáreo («caliza masiva» de Moore *et al.*, 1971) (Fig. 2A). Esta caliza (constituye el episodio Valdeteja-5) llega a unirse a la Formación Valdeteja en algunos puntos, con lo que se produce la desaparición por acuñamiento de las «capas de Villanueva».

Las «capas de Villanueva», aunque en edad no son totalmente equivalentes al Miembro Pinos (ver discusión de edad y Fig. 2), presentan una total correlación en sucesión litológica y facies con este miembro, por lo que se propone el abandono del término de «capas de

Villanueva» y su sustitución por el de Miembro Pinos (Fig. 2B).

Las «capas de Villamanín», incluida la «caliza masiva», constituyen en líneas generales el equivalente lateral del resto de la formación (miembros La Majúa y Candemuela), aunque, en este caso, el grado de similitud entre las sucesiones litológicas de ambos conjuntos es menor, por lo que se deja abierta la conservación del término «capas de Villamanín» o su sustitución por otro más apropiado. Al menos en el área de Villamanín, esta unidad consta de alternancias de niveles terrígenos con otros carbonatados y alguna capa de carbón, formando una sucesión similar a la del Miembro La Majúa. En ella se intercalan tramos de espesor variable que por sus facies son similares al Miembro Pinos.

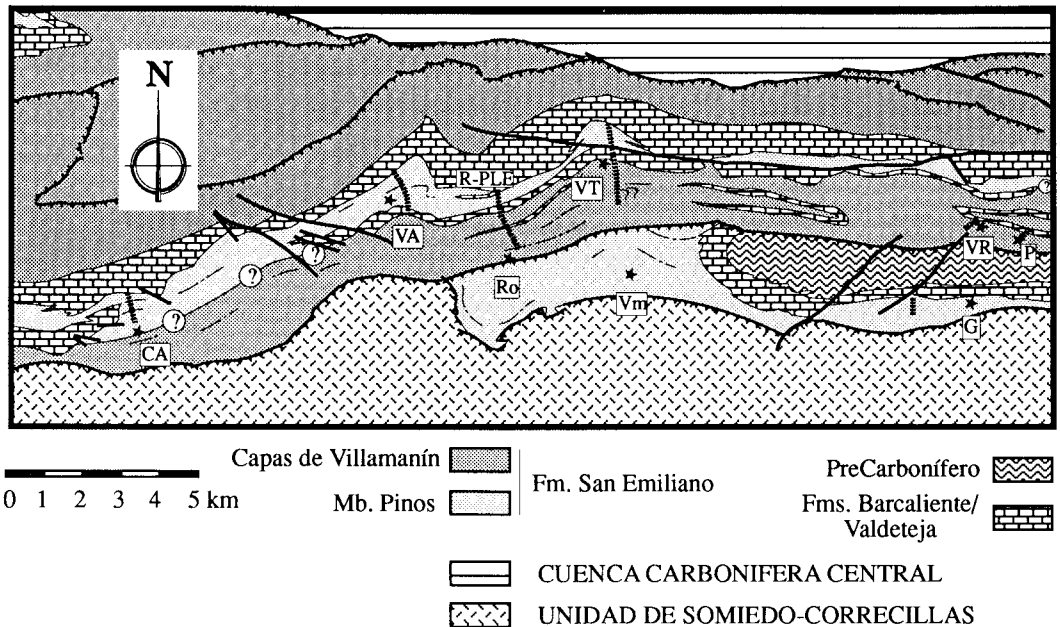


Fig. 5.— Mapa geológico simplificado del sector central de la Rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón (según Alonso *et al.*, 1991, ligeramente modificado), con las secciones estudiadas. CA, localidad y sección de Cubillas de Arbás; VA, ídem Viadangos de Arbás; G, ídem Gete; R-PL, secciones de Rodiezmo y Peña Lasa-valle del Ejío; Ro y Vm, localidades de Rodiezmo y Villamanín; VT, localidad de Villanueva de la Tercia y sección de Villanueva de la Tercia-Villamanín. VR y P, localidades de Valverdín y Pedrosa y sección de Valverdín-Pedrosa.

3.4. La sucesión del Manto de Forcada y los klippe de Armada y Pallide

Estas tres unidades constituyen las partes más externas de la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón (Fig. 1B). El klippe de Pallide representa la parte más avanzada del Manto de Bodón. Por delante de él se sitúa el Manto de Forcada y su porción más avanzada, el klippe de Armada, los cuales cabalgan a su vez sobre la Cuenca Carbonífera Central.

La sucesión del Manto de Forcada (Fig. 6, sección 9) fue dada por Evers (1967), quien señaló su similitud con la de los dos klippe. En aquella lámina y en las inmediaciones del margen W del cierre de la presa del Porma se ha levantado una sección de sus tramos más bajos. Sobre niveles atribuibles a la Formación Valdeteja (episodio Valdeteja-I; ver detalles en Fernández, 1990) se sitúa un primer intervalo de pizarras rojizas y púrpuras con nódulos de manganeso que ocasionalmente contienen lamelibránquios. Evers (1967) cita en ellas también la presencia de nódulos de chert, concreciones de pirita y clastos calcáreos. A techo pasan gradualmente a una potente serie de lutitas grises oscuras con intercalaciones de areniscas que conforma el resto de la sucesión y en cuya parte superior se intercala un nivel calcáreo del Moscoviense basal (Racz, 1964; Germs, *in* Evers, 1967).

Asimilada previamente a la Formación San Emiliano, esta sucesión presenta de hecho mayores afinidades con las de la Cuenca Carbonífera Central y Región de Mantos (Fig. 1A) debido a dos aspectos. En primer lugar, se dispone sobre el episodio Valdeteja-I, al igual que estas dos últimas³. En segundo lugar, el punto clave que la diferencia de la Formación San Emiliano son las lutitas basales rojizas que nunca aparecen en dicha formación. Similares a las de la Formación Ricacabiello (Región de Mantos), se interpretan (ver Fernández, 1990) como una serie condensada depositada en una

plataforma externa. La existencia de niveles condensados y su distribución areal se explica por la geometría de la cuenca sedimentaria. Como se verá más adelante, en la síntesis sedimentaria, la localización paleogeográfica del Manto de Forcada-klippe de Armada y Pallide es la misma que la de la Cuenca Carbonífera Central-Región de Mantos y a la vez netamente diferente de la del área de depósito de la Formación San Emiliano. Por ello, y contrastando con su localización estructural en la Unidad de La Sobia-Bodón, el Manto de Forcada y los klippe de Armada y Pallide presentan una sucesión carbonífera post-Formación Valdeteja del tipo de la Cuenca Carbonífera Central-Región de Mantos y claramente diferente de la Formación San Emiliano.

3.5. La sucesión de la cuenca de Quirós

En la Unidad del Aramo sobre la Formación Valdeteja se dispone una potente sucesión predominantemente terrígena con niveles calcáreos y capas de carbón que conforma la llamada *cuenca* de Quirós (Figs. 1 y 7). Tratada desde siempre como una prolongación de la Cuenca Carbonífera Central, no es hasta Leyva & Gervilla (1983), Leyva *et al.* (1985) y Aller (1986) que se establecen claramente las diferencias entre su sucesión y la de la Cuenca Carbonífera Central y su mayor afinidad, sobre todo en edad, con la Formación San Emiliano en la *cuenca* de Teverga.

Tradicionalmente esta sucesión ha sido estudiada en el margen E de la *cuenca*, en la sección del Gamoniteiro (Fig. 7) (Leyva & Gervilla, 1983; Villanueva, 1983; Leyva *et al.*, 1985), donde se diferencian dos intervalos: el inferior con intercalaciones de calizas y escasas y delgadas capas de carbón, y el superior sin calizas, con areniscas más frecuentes y capas de carbón más abundantes y potentes. Ambos conjuntos fueron denominados Grupo Lena y Grupo

3 La Formación Valdeteja (ver Eichmüller, 1985) representada por el episodio Valdeteja-I se extiende muy posiblemente por toda la Cuenca Carbonífera Central-Región de Mantos.

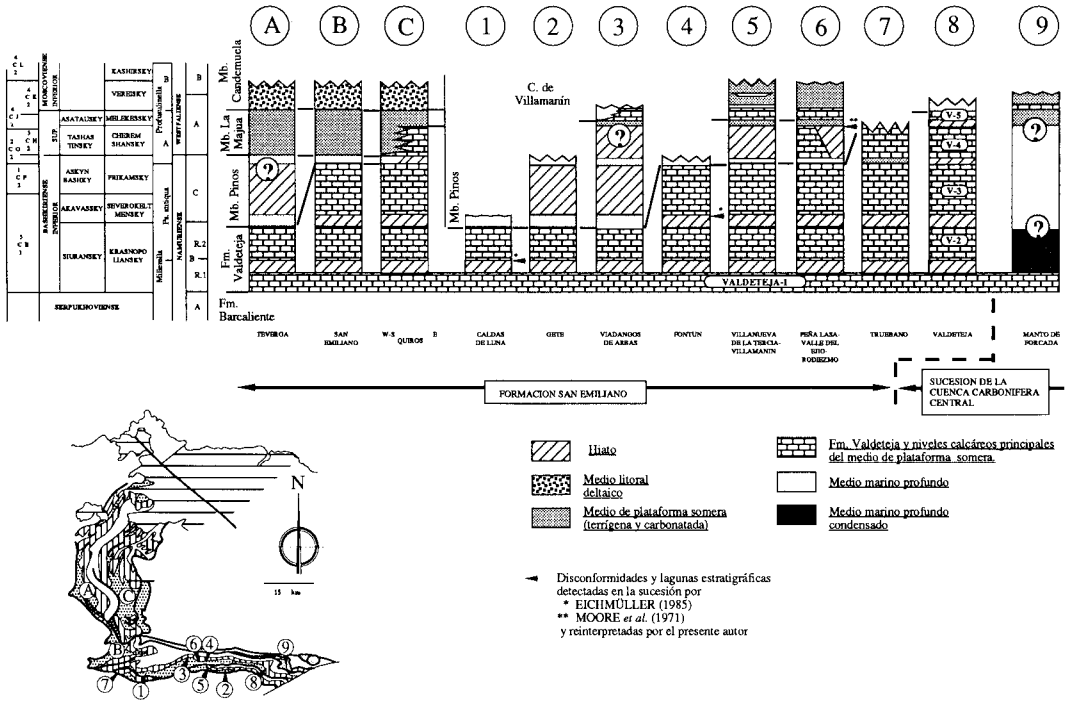


Fig. 6.- Secciones escogidas de la Formación San Emiliano (A-C, 1-8) y de la sucesión del Manto de Forcada (9). Nótese la relación temporal entre las sucesiones terrígenas y la Formación Valdeteja. Correlación entre las escalas rusas basada en Aisenberg *et al.* (1979) y Semichatova *et al.* (1979), excepto para la base de la zona C₂-G, que ha sido incluida en el Bashkiriense inferior de acuerdo con los datos de edad existentes para el techo de la Formación Valdeteja y base de San Emiliano en la localidad tipo. Correlación entre la escala rusa y la europea occidental basada en Aisenberg *et al.* (1979), Martínez Díaz *et al.* (1985) y Villa (1988 y com. pers., 1990). Correlación entre las zonas de fusulínidos del NW de España y la escala europea occidental basada en Eichmüller (1985) y Ginkel (1987).

Sama, respectivamente (Fig. 2A) por analogía con los de la Cuenca Carbonífera Central y por la identidad que se establecía entre ambas sucesiones. Sin embargo, en los márgenes W y S de la *cuenca*, se distingue un tercer intervalo de hasta 400 m. de espesor (ver Julivert, 1963) que ocupa la parte basal de la sucesión, entre el techo de la Formación Valdeteja y la primera intercalación calcárea, y que está formado por alternancias de pizarras y areniscas entre las que Aller (1986) cita posibles olistolitos calcáreos

aislados (Figs. 2 y 7). Hacia el borde E de la *cuenca* este intervalo basal se acuña, lo que origina que, al menos el primer nivel calcáreo situado a su techo, se una a la Formación Valdeteja (ver discusión de edad).

De este modo, en la sucesión de Quirós se distinguen tres unidades. La inferior exclusivamente terrígena con posibles olistolitos (¿y otros depósitos de derrubios calcáreos?), la intermedia formada por alternancias de terrígenos y calizas con alguna capa de carbón y la supe-

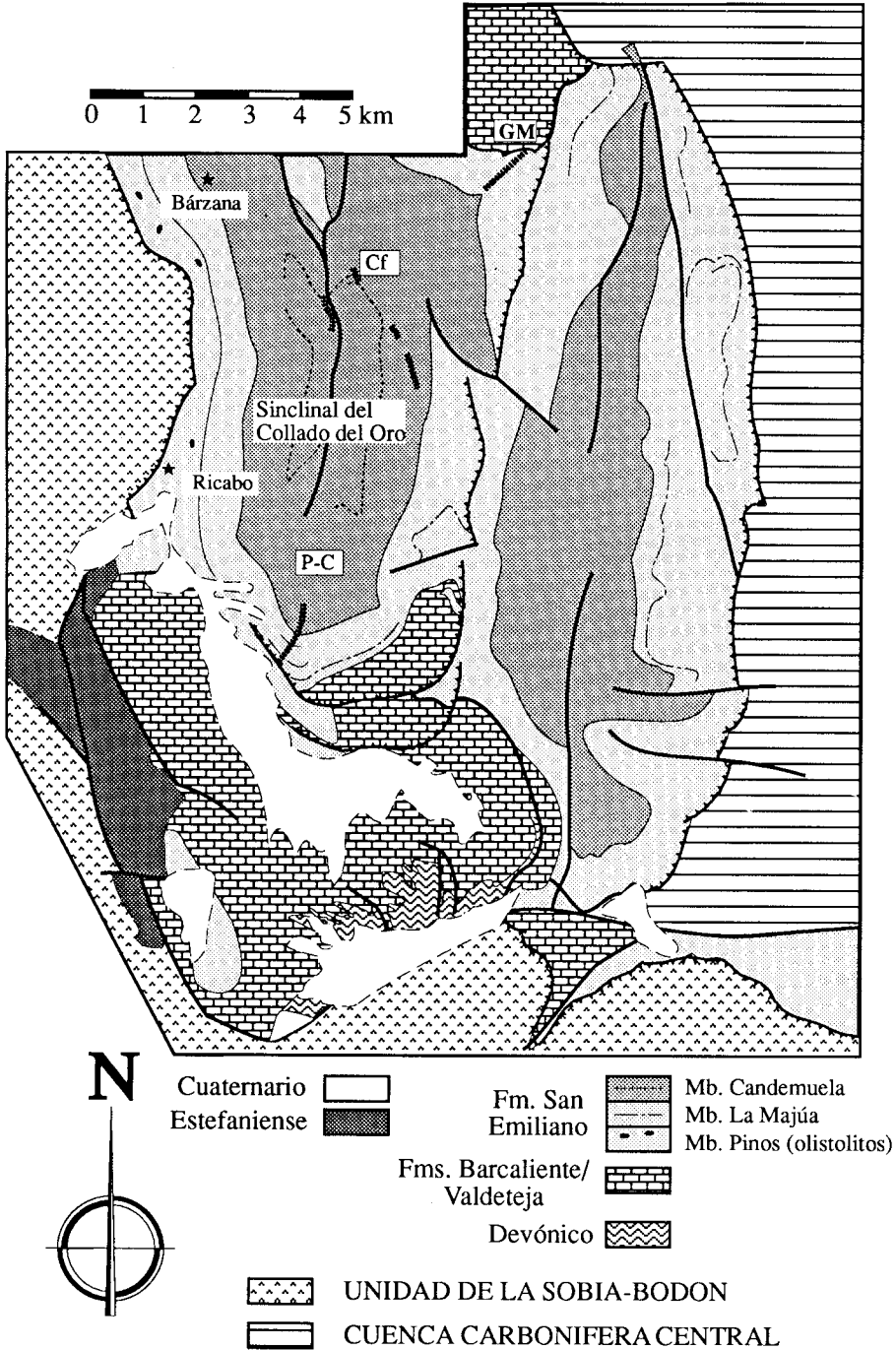


Fig. 7.- Mapa geológico simplificado del sector central-meridional de la cuenca de Quirós (según Aller, 1986, ligeramente modificado) con las secciones citadas en el texto: P-C, Peñarrueda-Cerro Pachón; Cf, Cienfuegos; Gm, Gamoniteiro.

rior en que las calizas desaparecen y las capas de carbón son más frecuentes e importantes. Estos tres intervalos son perfectamente correlacionables con los tres miembros definidos por Bowman (1980, 1982) en la Formación San Emiliano, no sólo desde el punto de vista litológico y facial (ver Fernández, 1990), sino también en cuanto a sus edades respectivas (ver apartado de edad). De hecho, la similitud entre las sucesiones de Quirós y San Emiliano / Teverga es mayor que la existente entre esta última y la de la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón. Por todo ello, incluimos esta sucesión en la Formación San Emiliano (Fig. 2B) que en la parte W y S de la *cuenca* aparece formada por los tres miembros que la constituyen en su localidad tipo, mientras que en la parte E de la misma el Miembro Pinos ha desaparecido por acuñaamiento (al igual que ocurre localmente en la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón), existiendo solamente los miembros La Majúa y Candemucla. Ello significa que el antiguo Grupo Lena va a estar formado por el Miembro Pinos y el Miembro La Majúa (bordes W y S de la *cuenca*) o sólo por el Miembro La Majúa (borde E). Por su parte, el Grupo Sama es equivalente al Miembro Candemucla.

3.6. La sucesión de Truébano

Un último caso a tratar es el de la sucesión que, en Truébano (lámina de Villafeliz), se intercala en la Formación Valdeteja (Fig. 4). Comienza con un intervalo de 11 m. de calizas bioclásticas y litoclásticas (packstone-grainstone, a veces rudstone) con intercalaciones de pizarras margosas. Aquellas aparecen en capas decimétricas con gradación normal, laminación paralela y de ripples. A su techo aparecen 2,5 m. de pizarras grises, margosas a muro, que contienen bioclastos dispersos, bioturbación (*Zoophycos*) y algún resto vegetal que aumenta hacia techo. Esta sucesión culmina en 0,5 m. de carbón con «coal balls», sobre el que, mediante falla, se disponen de nuevo las calizas de la Formación Valdeteja. Esta sucesión fue inclui-

da por Bowman (1980) en la Formación Lois-Ciguera (y, por tanto, en las «capas de Villamanín»). Sin embargo, por su situación intercalada en la Formación Valdeteja, se considera que debe ser incluida en esta formación y no en la de San Emiliano. Teniendo en cuenta las consideraciones hechas sobre las relaciones entre la sedimentación terrígena y carbonatada y los datos de edad (ver más adelante) resulta factible suponer que esta sucesión representa el episodio de sedimentación terrígena post-Valdeteja-3 depositado en un área extremadamente somera de la plataforma pre-existente (Fig. 8), y como tal sería comparable por su significado a las intercalaciones pizarrosas descritas por Winkler-Prins (1971) en esta formación (Fernández, en prep.).

4. LA ESTRATIGRAFIA DE LA FORMACION

Todo lo visto hasta ahora permite modificar la definición de la formación en varios aspectos: sucesión litológica (presencia de turbiditas terrígenas y de niveles de derrubios calcáreos en su parte baja), relaciones con el sustrato (base disconforme sobre los episodios 2 a 5 de la Formación Valdeteja), extensión lateral (*cuenca*s de Teverga y San Emiliano, Manto de Bodón, lámina de Villafeliz y escama de Gayo en la Unidad de La Sobia-Bodón *cuenca* de Quirós en la Unidad del Aramo) y organización interna (las proporciones relativas entre los litotipos que la componen permiten diferenciar en la mayor parte de sus afloramientos tres miembros, Pinos, La Majúa y Candemucla, aunque en los afloramientos de la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón la sucesión sobre el Miembro Pinos presenta algunas peculiaridades que aconsejan la conservación del término de «capas de Villamanín» para denominarla).

La complejidad de la formación nos lleva a considerar la posible conveniencia de elevarla al rango de grupo, que a su vez estaría integrado por cuatro formaciones (Pinos, La Majúa,

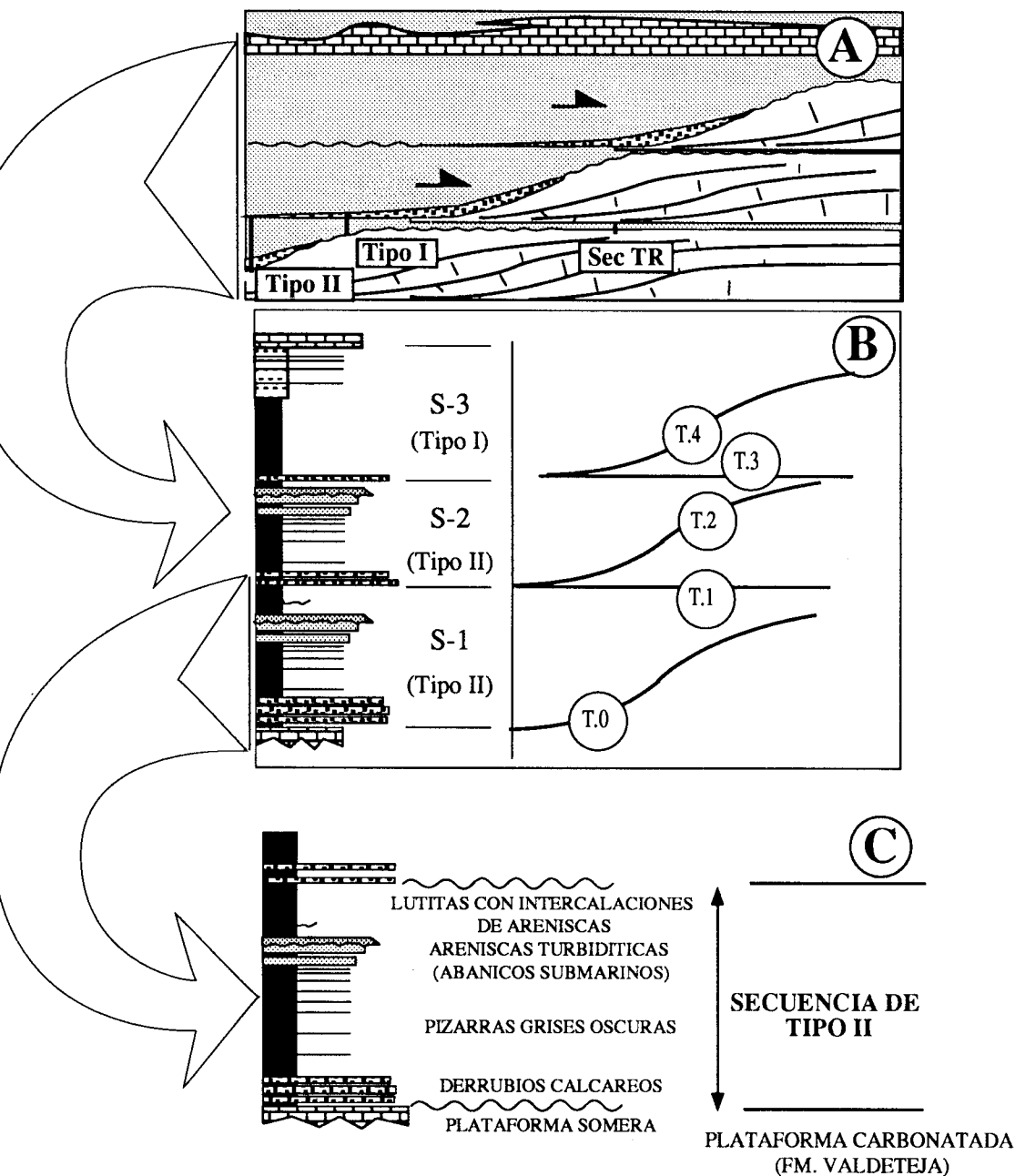


Fig. 8.- A-B. Esquema simplificado mostrando la organización secuencial ideal de la cuenca terrígena profunda (Miembro Pinos), compuesta por secuencias de tipo I y II y su relación con la posición presumida para las secuencias tipo Truébano (SEC TR). C. Detalle de una secuencia de tipo II.

Candemuela y Villamanín). El tratamiento en profundidad de esta opción desborda los objetivos del presente trabajo, por lo que nos limitamos solamente a apuntarla.

4.1. Miembro Pinos

De espesor máximo en torno a 1.000 m. (sección de Robledo de Caldas, Fig. 4; Carballeira *et al.*, 1985), llega a desaparecer por acuñamiento en beneficio de la Formación Valdeteja. Consta de lutitas grises oscuras a negras, con escasa bioturbación y contenido fósil, entre las que se intercalan, con importancia variable, areniscas y derrubios calcáreos (olistolitos aislados, olistostromas, conglomerados y calcilitas). Los niveles de derrubios calcáreos se localizan predominantemente en la parte más baja del miembro, aunque hacia arriba puede aparecer alguna recurrencia de los mismos. Estos derrubios calcáreos procederían de la Formación Valdeteja en base a las facies que presentan (Bowman, 1980) y a su distribución en el miembro. Las areniscas, de carácter turbidítico, aparecen en la parte baja y media sustituyendo progresivamente a los primeros. La parte alta de la unidad es casi exclusivamente lutítica, con intercalaciones de capas de areniscas con estructuras tractivas y de ola. En la parte superior se localizan algunos niveles carbonatados delgados y discontinuos. El techo, definido por la primera aparición de calizas continuas es en ocasiones difícil de situar bajo las «capas de Villamanín» debido a la discontinuidad de la «caliza masiva».

Esta sucesión estratigráfica general aparece constituida por un número variable de secuencias (Fig. 8), cuyos límites vienen marcados por los niveles de derrubios calcáreos, que en ocasiones se reducen a escasas (o sólo una) capa de calcilitas de grano fino. Estos niveles se correlacionan con los momentos de destrucción de una plataforma carbonatada al inicio de la siguiente fase de sedimentación terrígena. Consecuencia de ello es que las secuencias que se definen en el Miembro Pinos se correspon-

den con los momentos de máxima sedimentación terrígena y erosión y/o ¿no depósito? sobre la plataforma carbonatada adyacente. Dos tipos de secuencias pueden identificarse:

Tipo I. Está formada por lutitas negras con algunas intercalaciones calciliticas en la parte baja. Hacia arriba las lutitas evolucionan hasta limolitas bioturbadas con intercalaciones de areniscas, a veces con laminación de ola y algunas capas delgadas de calizas. Se corresponde con la descripción original de Bowman (1980, 1982, 1985) para el miembro y con la sucesión del mismo en la sección de Villafeliz (Fig. 4; ver Fernández, 1990).

Tipo II. Es el más común. Se diferencia del tipo anterior por un mayor desarrollo de los términos de derrubios calcáreos situados en su parte baja, llegando a existir olistolitos aislados y olistostromas, y por la aparición de areniscas turbidíticas que hacia techo sustituyen a las intercalaciones de derrubios calcáreos. Estas intercalaciones areniscosas definen secuencias grano y estratocrecientes que en el caso más completo están formadas por capas centimétricas tabulares, frecuentemente con secuencias de Bouma (1962), que pasan a capas tabulares decimétricas y finalmente evolucionan a depósitos lenticulares canalizados y generalmente masivos.

Las secuencias de tipo I aparecen directamente sobre la Formación Valdeteja, cuando la sedimentación terrígena se inicia sobre paleoaltos de esta formación, o forman la parte superior del miembro cuando el surco (ver más adelante el apartado de Síntesis Sedimentaria) está casi colmatado. Las secuencias de tipo II se disponen sobre la Formación Valdeteja o sobre secuencias previas y se desarrollarían en paleodepresiones hacia donde llegarían mayores volúmenes de derrubios calcáreos, por una parte, y por donde se canalizarían los depósitos terrígenos de procedencia continental, por otra.

Consecuentemente, las sucesiones de este miembro aparecen constituidas por una única

secuencia de tipo I o II o por varias secuencias de tipo II culminadas por una secuencia tipo I, dependiendo del episodio de plataforma carbonatada sobre el que se inicie la sedimentación terrígena y de si el surco es definitivamente rellenado por un episodio de sedimentación terrígena o si, por el contrario, tras el siguiente episodio de sedimentación carbonatada se vuelven a instalar condiciones profundas.

4.2. Miembro La Majúa

Su espesor oscila entre los 1.050 m. en San Emiliano (aunque habría que corregir el efecto de los cabalgamientos que lo afectan) y 400-600 m. en la *cuenca* de Quirós. Está formado por alternancias de intervalos terrígenos, constituidos por lutitas y areniscas, con episodios calcáreos subordinados. En la parte superior de los niveles terrígenos pueden aparecer capas de carbón.

Los intervalos terrígenos forman secuencias granocrecientes, de espesor métrico a decamétrico, culminadas por secuencias granodecrecientes de espesor subordinado. Las secuencias granocrecientes comienzan con base gradual sobre el techo de un intervalo calcáreo y constan en su base de arcillitas grises a grises verdosas, a veces calcáreas, con fauna y bioturbación variable. Hacia arriba desaparece la fauna y la bioturbación pasándose a limolitas con intercalaciones de areniscas (litarenitas) que en la parte alta de las secuencias negativas llegan a amalgamarse formando intervalos de potencia variable, a veces de sublitarenitas o cuarcitas. Las capas de areniscas presentan base neta y techo generalmente neto, plano o con ripples tanto de corriente como de ola; más raramente el techo es gradual. Internamente presentan laminación paralela, de ripples de corriente y las más potentes estratificación cruzada; en algunos casos existe laminación de ola, que generalmente se restringe a la parte más alta de las capas, y estratificación cruzada *hummocky*. Las secuencias granodecrecientes constan de alternancias que a veces se estructuran en varias se-

cuencias granocrecientes menores y, en la parte alta de la sucesión, también de intervalos canalizados de litarenitas con estratificación cruzada que pasan a alternancias. En las secuencias granodecrecientes es frecuente, ya desde los tramos más bajos, la aparición de delgadas capas de pizarras carbonosas o de carbón impuro, asentadas sobre suelos de vegetación.

Los niveles calcáreos presentan base neta sobre los términos terrígenos infrayacentes y techo gradual con las lutitas basales de las secuencias granocrecientes. Las calizas están formadas principalmente por wackestones (más raramente packstones) bioclásticas de organismos diversos. Ocasionalmente el organismo problemático *Donezella* es prácticamente la única forma presente y da lugar a construcciones lenticulares masivas. Otras algas como dactiladáceas y filoides son también comunes pero, al contrario que *Donezella*, su presencia va unida a un mayor porcentaje de arcillas en la matriz de las calizas. Otros componentes ya minoritarios son los nódulos algares no laminados (*sensu* Bowman, 1980, 1983, 1985) y los oncoides. Todo ello resulta en un abanico de facies y en un modelo de distribución de las mismas muy similares a los de las calizas presentes en el área tipo de la formación y en las «capas de Villamanín» (ver Fernández, 1990).

4.3. Miembro Candemuela

Forma la parte superior de la formación. Los máximos espesores aparecen en la *cuenca* de Quirós, donde alcanza 1.100-1.200 m. (en base a datos de Fernández Rodríguez-Arango *et al.*, 1981 y Truyols *et al.*, 1982). Está formado por alternancias de lutitas y areniscas, con delgadas y escasas capas de calizas en la parte baja, y con capas de carbón. En la *cuenca* de Quirós, Fernández Rodríguez-Arango *et al.* (1981) discriminan cinco «paquetes» en base a la distribución de las capas de carbón.

En el sinclinal del Collado del Oro (*cuenca* de Quirós; Fig. 7) en base a cortes parciales puede reconstruirse la sucesión prácticamente

completa de este miembro. Hacia techo se observa un progresivo incremento de la importancia de las areniscas y de la frecuencia de las capas de carbón, así como una variación de la organización secuencial de los materiales. La parte baja y media del miembro desarrolla un modelo de organización general similar al descrito para los intervalos terrígenos del Miembro La Majúa, intercalándose delgadas y discontinuas capas de calizas, generalmente arcillosas, en los tramos más bajos. Sin embargo, en la parte alta la organización de los materiales cambia. En vez de aparecer secuencias granocrecientes de gran espesor culminadas por secuencias granodecrecientes de espesor subordinado, la sucesión consta de secuencias granocrecientes y granodecrecientes de espesor similar, generalmente métrico, que presentan intercalaciones de carbón más importantes y que ocasionalmente aparecen cortadas por cuerpos de areniscas canalizadas. Asimismo, la bioturbación animal y la fauna son más escasas, presentando la última un carácter más restringido sin aparecer fauna claramente marina como ocurría previamente.

4.4. Capas de Villamanín

La base de esta unidad viene dada por el potente nivel de calizas denominado «caliza masiva» por Moore *et al.* (1971) al que solamente se reconoce en el Manto de Bodón. En las láminas de Gete y Villafeliz no existen, o no llegan a aflorar, niveles calcáreos y toda la sucesión es asimilable al Miembro Pinos. El espesor mínimo de las «capas de Villamanín» es difícil de determinar dada la pobreza y la complejidad tectónica de sus afloramientos. En base a los datos de Naval Balbín & Ruiz Arias (1982) se estima un espesor máximo conservado de 1.200-1.300 m. para la sección de Rodiezmo (Fig. 5).

En la mayor parte del Manto de Bodón, la «caliza masiva» aparece como un potente litosoma, de hasta 250 m. de espesor, que en algunos sectores de su recorrido se une a la Formación Valdeteja, pasando a formar parte de la misma (episodio Valdeteja-5). Está for-

mada por el solapamiento de varios niveles menores a veces separados por delgadas intercalaciones de terrígenos (Moore *et al.*, 1971). Las calizas constan de niveles masivos y lenticulares con *Donezella*, separados por intervalos tabreados (Riding, 1979).

En la parte más oriental del manto no se la reconoce, aunque en Valdeteja (en el extremo oriental) la edad del techo de la Formación Valdeteja indica que el episodio Valdeteja-5 forma parte de ella. Hacia la parte occidental del manto, la «caliza masiva» aparece de modo discontinuo, acuniándose y pasando lateralmente a materiales terrígenos (Fig. 5); en este sector, la mala calidad de los afloramientos impide caracterizar las «capas de Villamanín», así como su tránsito con el Miembro Pinos. Finalmente, en el extremo W del Manto de Bodón, en la sección de Villafeliz (Fig. 4), la sucesión de las «capas de Villamanín» está formada por alternancias de terrígenos con niveles carbonatados, sin destacar ninguno por su potencia. Posiblemente en este sector se haya producido la digitación del episodio Valdeteja-5 entre los materiales terrígenos.

La sucesión suprayacente a la «caliza masiva» presenta una alta variabilidad lateral constatable entre las secciones de Rodiezmo (Naval Balbín & Ruiz Arias, 1982), Peña Lasa-Valle del Ejío (Moore *et al.*, 1971) y Villanueva de la Tercia-Villamanín (Fernández, 1990), todas ellas situadas en un radio de 3-4 Km. (Fig. 5). En la última sección, sobre la «caliza masiva» se dispone una potente sucesión en la que básicamente se separan dos tramos:

El inferior, de espesor próximo a 300-400 m., está formado por lutitas grises oscuras a negras que en la parte alta presentan bioturbación moderada a ligera y contienen algún nivel deslizado. Ocasionalmente se intercalan intervalos de espesor métrico formados por alternancias de lutitas y areniscas que forman secuencias granocrecientes a veces culminadas por otras granodecrecientes. Las areniscas se disponen en capas centimétricas a decimétricas, de bases netas a claramente erosivas y techos graduales

o netos y con ripples, que internamente presentan laminación paralela o de ripples de corriente. A 30 m. de la base del tramo, se intercalan dos niveles de espesor métrico formados por calizas brechoides. Estos dos niveles se correlacionan con una caliza que, 3 Km. al W, en la sección de Peña Lasa-Valle del Ejío, se sitúa a 225 m. sobre el techo de la «caliza masiva» y que, hacia el E, se aproxima a ésta y acaba acunándose.

A continuación y tras un intervalo poco visible, fallado y plegado, se dispone una sucesión, de 200 m. de espesor, predominantemente terrígena con algunos niveles calcáreos intercalados en la parte media-alta. Los intervalos terrígenos están formados por lutitas con intercalaciones de areniscas y por alternancias de lutitas y areniscas. Las areniscas aparecen en capas de límites generalmente netos, internamente con laminación paralela y de ripples de corriente y, en el caso de las capas más potentes, con estratificación cruzada. Los intervalos de alternancias forman secuencias granocrecientes métricas, raramente decamétricas, que en algún caso culminan en secuencias granodecrecientes formado por areniscas canalizadas que pasan a alternancias. Sobre dos de estas secuencias granodecrecientes aparecen sendas capas de carbón, de espesor centimétrico, desarrolladas sobre suelos de vegetación.

En la parte media de este tramo, con base erosiva y techo neto, se sitúa un término de 33 m. de espesor formado por potentes litosomas de areniscas de grano grueso, separados por delgados intervalos de lutitas o alternancias. Las areniscas son generalmente masivas, con abundantes cantos blandos, bioclastos y clastos de calizas dispersos. Este término culmina en un delgado nivel de *pebbly mudstone* de clastos intraformacionales (lutitas, areniscas, calizas).

Los niveles calcáreos que aparecen en la sucesión tienen base neta y techo gradual y, salvo uno que alcanza 12 m. de espesor, no sobrepasan los 3 m. Las facies que los componen, al igual que en el caso de los demás niveles calcáreos estudiados en las «capas de Villamanín»,

son las mismas que en el caso de las calizas del Miembro La Majúa.

Hacia el E de este área y hasta la collada de Valdeteja, los niveles calcáreos son más potentes, y aparentemente más numerosos, y los niveles carbonosos están prácticamente ausentes (Racz, 1964, cita una delgada capa de carbón). En la sección de Valverdín-Pedrosa (Fig. 5), los intervalos terrígenos están formados por lutitas grises oscuras a negras con algún nivel mal definido de clastos calcáreos, lo que recuerda al Miembro Pinos. Más raramente, en la parte superior de estos intervalos aparecen alternancias de lutitas y areniscas con estructuras tractivas y de ola. Estas alternancias se organizan en secuencias granocrecientes decamétricas culminadas por secuencias granodecrecientes métricas que constan de un intervalo canalizado con estratificación cruzada que pasa a alternancias y finalmente a lutitas. Intercalados entre los intervalos terrígenos se disponen, con base neta y techo generalmente neto, los litosomas calcáreos que muestran una geometría lenticular, acunándose en ocasiones de modo bastante brusco.

Al W de Rodiezmo (Fig. 5) los afloramientos de las «capas de Villamanín» son muy pobres y se reducen casi exclusivamente a algunos niveles calcáreos. Una particularidad de este sector son los niveles de diabasas que, al S de Cubillas de Arbás, aparecen interestratificados en la serie cerca del cabalgamiento basal del Manto de Correcillas. Esta localización lleva a García Sánchez *et al.* (1981) a relacionar la intrusión de estas rocas con el emplazamiento de dicho manto. Otros niveles de rocas ígneas interestratificadas aparecen también en la sección de Villafeliz, aunque su significado es a primera vista distinto del de las rocas presentes en Cubillas de Arbás.

Esta última sección (ver también Ruiz Arias *et al.*, 1981, y Carballeira *et al.*, 1985) se encuentra en el extremo W del Manto de Bodón en el flanco S del anticlinal de Villasecino (Fig. 4). En ella, la sucesión de las «capas de Villamanín», cuyo techo está cortado por el ca-

balgamiento basal de la lámina de Villafeliz, consta de alternancias de intervalos terrígenos con litosomas calcáreos de base neta y techo gradual. Los intervalos terrígenos se organizan en secuencias granocrecientes de espesor métrico a decamétrico, similares a las ya descritas, en las que las areniscas, con estructuras de corriente y ola, evolucionan desde litarenitas hasta sublitarenitas o cuarcitas. Sobre las secuencias granocrecientes se disponen secuencias granodecrescientes de espesor decimétrico formadas por alternancias que culminan en areniscas calcáreas, bioturbadas y fosilíferas.

A 200 m. sobre el techo de la Formación Valdeteja y entre dos niveles calcáreos, se desarrolla un intervalo de 123 m. de espesor cuyas características recuerdan a las del Miembro Pinos. Está formado por lutitas grises oscuras a negras con intercalaciones de areniscas en secuencia granocreciente y con algunos niveles deslizados en la parte alta. Las areniscas aparecen en delgadas capas con secuencias de Bouma (1962) y, en la parte alta, en capas potentes y masivas. En este intervalo aparecen tres cuerpos estratiformes de rocas ígneas: un dique oblicuo a la estratificación en la parte inferior y dos capas conformes con la estratificación en la parte superior. G. Gallastegui (com. pers., 1990), las clasifica como basaltos piroxénico-olivínicos de textura glomeroporfírica a glomeroporfídica que, en el caso del nivel más alto, es también vesicular, por lo que este último podría constituir un nivel de lavas o en todo caso una intrusión muy superficial.

5. EDAD

La edad de la formación ha sido determinada en base a macro- y microflora terrestre y a fauna marina (principalmente foraminíferos y cefalópodos). Esto conlleva una datación doble según las escalas rusa y europea occidental con el problema implícito del establecimiento de la correlación entre ambas.

La base de la formación es fuertemente diacrónica dependiendo del episodio de la Formación Valdeteja (2 a 5) sobre el que se inicia la sedimentación terrígena (Fig. 6). Cuando el Miembro Pinos se dispone sobre el episodio Valdeteja-2, caso de la sección de Viadangos de Arbás (Fig. 5; Moore *et al.*, 1971) y de la *cuenca* de Teverga estudiada por Leyva *et al.* (1985), el techo de la Formación Valdeteja proporciona una edad Namuriense B superior (horizonte R2) y horizonte Krasnopoliansky (Bashkiriense inferior) y la base de la Formación San Emiliano (Miembro Pinos) arroja una edad Namuriense B superior (horizonte R2).

Cuando el Miembro Pinos se dispone sobre el episodio Valdeteja-3, área tipo y sección de Villanueva de la Tercia (Fig. 5), el techo de la Formación Valdeteja se sitúa en la suite C²G (Ginkel, 1987) (parte alta del horizonte Askymbashky, techo del Bashkiriense inferior), mientras que el Miembro Pinos proporciona una edad Namuriense C superior a Westfaliense A basal (Moore *et al.*, 1971; Neves *in* Bowman, 1980, 1982). Posiblemente la misma situación se produzca en el borde S de la *cuenca* de Quirós (Fig. 7) a la vista de la edad de la base del Miembro La Majúa y de las conclusiones que se pueden sacar a partir de la cartografía. La intercalación terrígena que en Truébano (lámina de Villafeliz; Fig. 4) se dispone dentro de la Formación Valdeteja presenta una edad similar (Bashkiriense inferior, horizonte Askynbashky, y Westfaliense A inferior: Beckary, 1988). La Formación Valdeteja, bajo dicha intercalación, da una edad de horizonte Askynbashky (E. Villa, det.; A. Suárez, com. pers., 1990).

En el borde E de la *cuenca* de Quirós (Fig. 7), la formación, que comienza con el Miembro La Majúa por acuñamiento del Miembro Pinos, se sitúa sobre el episodio Valdeteja-4. Ambos conjuntos presentan, respectivamente, unas edades de horizonte Melekessky y horizonte Cheremshansky (Leyva *et al.*, 1985).

Finalmente, en el área de Valdeteja el techo de esta formación se sitúa posiblemente dentro

del Moscoviense inferior (horizonte Vereisky) (Villa, 1982) correspondiendo al episodio Valdeteja-5. Consecuentemente la base de la Formación San Emiliano, a la vista de la edad de las «capas de Villamanín», presenta la misma edad.

La base del Miembro La Majúa se sitúa en el Bashkiriense superior, en el horizonte Cheremshansky (Tashanstinsky), en San Emiliano y Quirós Sur (Ginkel, 1965, y E. Villa det., respectivamente) y en el horizonte Melckessky en Quirós Este, donde en términos de la escala continental este miembro tendría una edad Westfaliense A medio (Leyva *et al.*, 1985). Las calizas de este miembro son equivalente lateral de los episodios Valdeteja-4 y 5 (San Emiliano y Quirós W y S) o del episodio Valdeteja-5 (Quirós-E).

La base del Miembro Candemuela es aparentemente sincrónica y se localizaría en la parte más alta del Bashkiriense o en el paso Bashkiriense-Moscoviense (Ginkel, 1965, 1987; Leyva *et al.*, 1985). Ello se contradice con la opinión de Rumyantseva (*in* Bowman, 1982) quien sitúa la parte baja del Miembro Candemuela en el horizonte Kaskirsky (parte alta del Moscoviense inferior). Esta asunción de la autora rusa es claramente incompatible con los datos regionales expuestos en este capítulo y con la situación paleogeográfica de las diferentes áreas de afloramiento de la Formación San Emiliano, por lo que se considera que la mencionada autora otorgó incorrectamente una edad tan moderna para la parte baja del Miembro Candemuela. El horizonte Kaskirsky posiblemente se encuentre en la parte más alta de este miembro (Fernández Rodríguez-Arango *et al.*, 1981). En términos de la escala continental el Miembro Candemuela alcanzaría hasta el Westfaliense A superior-B (Cachan, 1978, 1983, 1990; Fernández Rodríguez-Arango *et al.*, 1981; Truyols *et al.*, 1982; Leyva *et al.*, 1985).

En la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón, el Miembro Pinos alcanza edades más modernas que en los demás sectores. En su parte media (sección de Villanueva de la Tercia)

aparecen brechas calcáreas con clastos de edad Cheremshansky (Villa, det.) que corresponderían a la destrucción del episodio Valdeteja-4. A su techo la «caliza masiva» de Moore *et al.* (1971) arroja una edad Bashkiriense superior para su base, necesariamente horizonte Melekessky, y Moscoviense inferior (horizonte Vereisky inferior) para su techo (Villa *et al.*, 1988; Villa, det.). Horvat (1985) obtiene en este litosoma una edad Westfaliense A medio-superior.

La capa de carbón de la parte alta de las «capas de Villamanín» ha librado microflora del Westfaliense B (Moore *et al.*, 1971) y un nivel calcáreo situado algunos metros al techo ha proporcionado foraminíferos de la parte alta del horizonte Vereisky (Villa *et al.*, 1988).

Un hecho interesante es la disconformidad que Moore *et al.* (1971) encuentran en la sección de Peña Lasa (Fig. 5; Fig. 6: sección 6) y que se sitúa precisamente entre el muro y el techo de una caliza que lateralmente, hacia Villanueva de la Tercia, es sustituida por la brecha arriba mencionada. Estos autores consideraron que la laguna abarcaba casi todo el Westfaliense A. Como ya se ha comentado y como queda revelado por los datos expuestos, esta concepción se ha revelado como errónea aunque la laguna, y la disconformidad, existen pero situadas dentro del Westfaliense A. La existencia de disconformidades, tanto en las sucesiones terrígenas (en este caso en la Formación San Emiliano) como en las carbonatadas (extremo ya discutido para la Formación Valdeteja en Fernández, 1990) prueba que la sedimentación terrígena y la calcárea no son procesos coetáneos en este sector de la cuenca sedimentaria. Una implicación que se deduce de ello es que deben existir otras lagunas en la sucesión terrígena que serían reveladas por un muestreo detallado, así como un grado de precisión mayor en las dataciones.

El techo del Miembro Pinos, como hemos visto, varía de unos lugares a otros. En Quirós-S y en San Emiliano se sitúa bajo el Valdeteja-4 (o más correctamente bajo su equivalente la-

teral en la forma de las calizas de la parte inferior del Miembro La Majúa). Por el contrario, en la rama S, el techo de este miembro se sitúa bajo el Valdeteja-5 y, a la vez, dentro de él, aparece el Valdeteja-4 como intercalaciones lateralmente discontinuas y como los productos de su destrucción. Por otra parte, el Miembro La Majúa en Quirós-S y en San Emiliano es, aproximadamente, coetáneo y abarca los episodios Valdeteja-4 y 5, mientras que en Quirós-E comienza más tarde y abarca solamente el episodio Valdeteja-5. Este episodio se resuelve en la rama S en forma de un único nivel calcáreo («caliza masiva»).

La base del Miembro Candemuella se sitúa en el inicio del horizonte Vereisky. En este momento en la rama S comienza el intervalo de las «capas de Villamanín» sobre la «caliza masiva». Por tanto, este intervalo, en cuanto a edad se corresponde exclusivamente con el Miembro Candemuella.

6. SINTESIS SEDIMENTARIA

La Zona Cantábrica durante el Carbonífero constituyó una cuenca sinorogénica ligada al crecimiento del orógeno variscico (Julivert, 1977, 1984). Actualmente existe unanimidad en considerarla como una cuenca de antepaís (Marcos & Pulgar, 1982; Agueda *et al.*, 1991), cuya evolución estaría determinada por el emplazamiento de sucesivas unidades alóctonas en secuencia *forward* (Alonso, 1987). A lo largo de su historia, en este sector de la Zona Cantábrica, se distinguen al menos cinco cuñas clásticas relacionadas con el emplazamiento de unidades alóctonas (ver detalles en Fernández, 1990), perteneciendo la Formación San Emiliano y sus equivalentes laterales a la tercera cuña clástica.

Durante estos momentos, la cuenca sedimentaria se diferenció en tres elementos (Fig. 9): un surco profundo adyacente al orógeno, un umbral sujeto a sedimentación carbonatada (Formación Valdeteja) y un sector situado tras el umbral que enlazaría con el antepaís (ver

Fernández, 1990). Los sectores más proximales de la cuenca de antepaís, correspondientes al surco, son el lugar de depósito de la Formación San Emiliano. La secuencia estratigráfica de esta formación registra una tendencia «somerizadora». El Miembro Pinos representa el inicio de la sedimentación en el surco y su disposición sobre episodios de la Formación Valdeteja progresivamente más modernos hacia las partes más externas de la cuenca registra la migración del surco sobre el umbral coherentemente con el avance del orógeno. La sedimentación en este área profunda se realiza merced a abanicos submarinos terrígenos, cuyos sedimentos provendrían del orógeno, y en menor medida por medio de sistemas de *apron* carbonatado, alimentados por los materiales procedentes de la destrucción parcial del umbral (Fig. 8). La progresiva somerización por relleno del surco llevó a la construcción de una plataforma terrígena somera que fue invadida periódicamente por sistemas deltaicos y, en momentos transgresivos, colonizada por los carbonatos (Miembro La Majúa) (Bowman, 1980, 1985; Fernández, 1990). La repetida progradación de aparatos deltaicos y avance de la línea de costa provocó la progresiva retirada de las sucesivas plataformas carbonatadas y finalmente llevó a la instalación de unas condiciones de llanura deltaica en la parte alta del Miembro Candemuella.

En la rama S de la Unidad de La Sobia-Bodón, la colmatación del surco se produjo en un momento más tardío y el paso a las «capas de Villamanín» supone la instalación de una plataforma terrígena más o menos profunda en la que no existen evidencias de la progradación de sistemas deltaicos tan desarrollados como los que aparecen en los miembros La Majúa y Candemuella (Fernández, 1990).

Finalmente, el sector de la cuenca situado por detrás del umbral estaba protegido por éste de los terrígenos que salían del continente. La distribución de los depósitos condensados en este sector sería función de la geometría irregular del umbral en el que se separan áreas de plataforma (someras) y áreas de cuenca (deprimi-

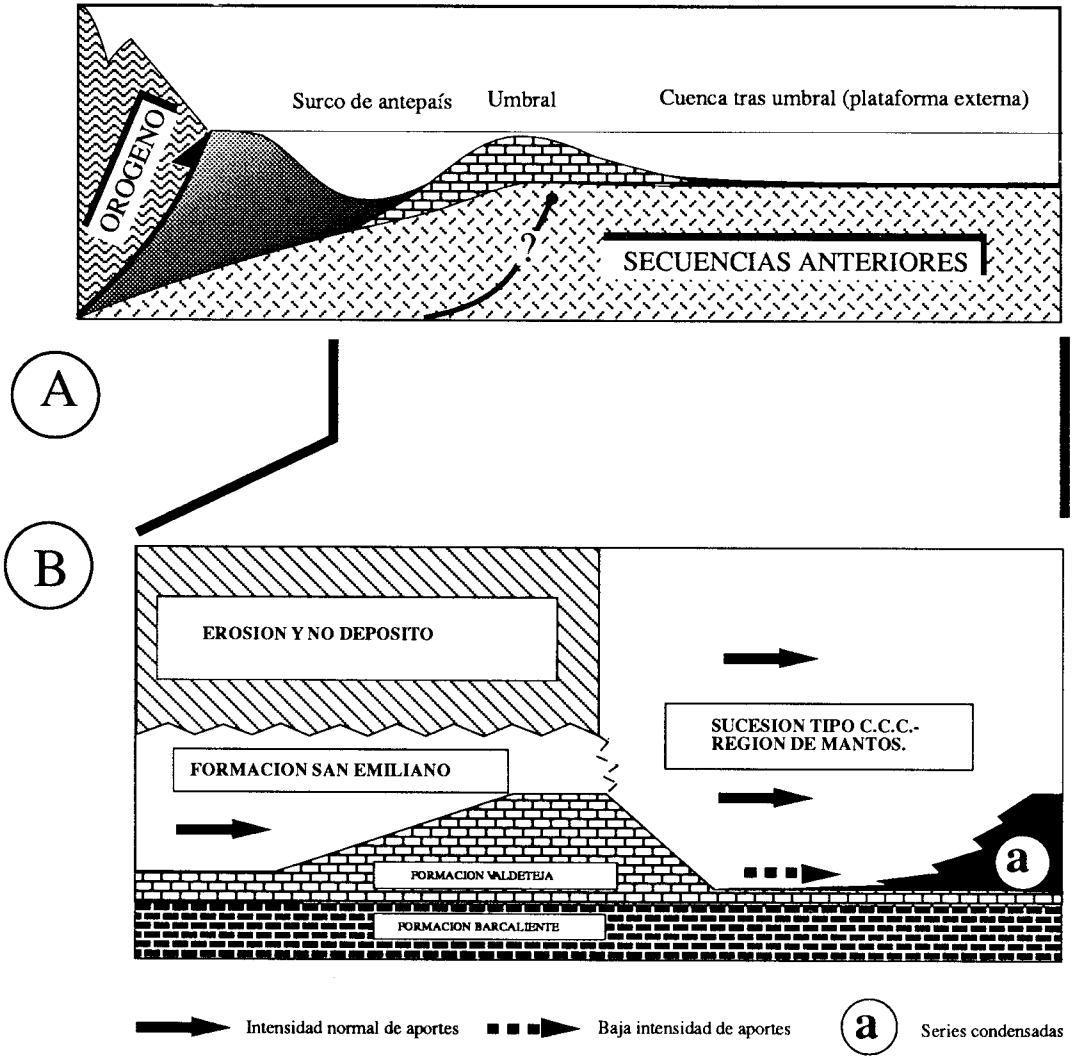


Fig. 9.- A) Modelo de la geometría de la cuenca de antepaís durante los primeros momentos de depósito de la Formación San Emiliano. B) Modelo esquemático de la relación paleogeográfica existente entre la formación y las sucesiones tipo Cuenca Carbonífera Central-Región de Mantos (la dimensión vertical representa tiempo).

das), de la duración temporal variable de las plataformas y del grado de distalidad dentro de la cuenca tras umbral. Esta protección, efectiva en los primeros momentos de evolución de la cuenca, fue desapareciendo a medida que el umbral era enterrado por los terrígenos de procedencia continental hasta que finalmente el

umbral desapareció y la cuenca tras umbral pasó a tener una intensidad de sedimentación normal. Como ya se señaló, este sector de la cuenca tras umbral está actualmente representado por la Cuenca Carbonífera Central y la Región de Mantos, además de por el Manto de Forcada y klippen de Armada y Pallide.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a los Dres. J. R. Colmenero e I. Corrales la lectura crítica de este manuscrito, lo que ayudó a mejorarlo considerablemente. La versión final se ha beneficiado de las críticas de dos revisores anónimos.

BIBLIOGRAFIA

- Agueda, J. A.; Bahamonde, J. R.; Barba, F. J.; Barba, P.; Colmenero, J. R.; Fernández, L. P.; Salvador, C. I. & Vera, C. (1991).— Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Bull. Soc. Géol. France*, 1962, 325-333.
- Aisenberg, D. E.; Brazhnikova, N. E.; Vassilyuk, N. P.; Vdodenco, M. V.; Gorak, S. V.; Dunaeva, N. N.; Zernetskaya, N. V.; Poletaev, V. I.; Potievskaya, P. D.; Rotai, A. P. & Serveeva, M. T. (1979).— The Carboniferous sequence of the Donetz Basin: a standard section for the Carboniferous System. In: *The Carboniferous of the USSR. Reports presented to the IUGS. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy at the 8th. International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology held at Moscow, 1975.* (R. H. Wagner; A. C. Higgins & S. V. Meyen, Eds.), *Yorshire Geological Society Occasional Publications*, 4, 197-224.
- Alonso, J. L. (1987).— *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del manto del Esla (Zona Cantábrica, NW. de España)*. Inst. Fray Bernardino de Sahagún. CSIC. Diputación Provincial de León, 276 pp.
- Alonso, J. L.; Suárez, A.; Rodríguez Fernández, L. R.; Fariás, P. & Villegas, F. J. (1991).— *Cartografía de la Hoja nº 103 (Pola de Gordón) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. Inst. Geol. Min. España.
- Aller, J. (1986).— *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio, 180 pp.
- Beckary, S. (1988).— *Etude anatomique des vegetaux des coal balls carbonifères du site de Truébano province de León, Espagne*. Thèse Université des Sciences et Techniques de Lille (inérita), 403 pp.
- Bouma, A. H. (1962).— *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach for facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bowman, M. B. J. (1979).— The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian Westphalian), Cantabrian Mts., NW Spain. *Sediment. Geol.*, 24, 25-43.
- Bowman, M. B. J. (1980).— *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano Formation and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral. Univ. Sheffield (inérita).
- Bowman, M. B. J. (1982).— The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationships to other Namurian/Westphalian A sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. *Trabajos de Geología*, 12, 23-25.
- Bowman, M. B. J. (1983).— The genesis of algal nodule limestones from the Upper Carboniferous (San Emiliano Formation) of NW Spain. In: *Coated Grains*. (T. M. Peryt, Ed.). Springer-Verlag, 409-423.
- Bowman, M. B. J. (1985).— The sedimentology and paleogeographic setting of Late Namurian-Westphalian A basin-fill successions in the San Emiliano and Cármenes areas of NW León, Cantabrian Mts., NW Spain. In: *Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula (Sedimentology, Stratigraphy, Palaeontology, Tectonics and Geochronology)*, (M. J. Lemos de Sousa & R. H. Wagner, Eds.), *Anais da Faculdade de Ciências. Supplement to Vol. 64 (1983). Spec. Vol*, Universidade do Porto, 117-168.
- Brouwer, A. & Gilkel, A. C. Van. (1964).— La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C. R. V Congr. Strat. Geol. Carb., Paris*, 1963, 1, 307-319.
- Cachán, C. J. (1978).— Palinoflora del Westfaliense A superior y B inferior de la cuenca hullera de Teverga (Oviedo, España). *Palinología*, 1, 103-113.
- Cachán, C. J. (1983).— Miosporas sedimentadas en una asociación palinológica del Westfaliense B. Pozo San Jerónimo. Teverga (Oviedo). *Act. IV Simp. APLE Barcelona*, 1982, 411-421.
- Cachán, C. J. (1990).— *Palinología del Carbonífero Productivo de la Cordillera Cantábrica: Teverga, Quirós, Riosa*. Tesis Doctoral, Univ. de León (inérita), 455 pp.
- Carballeira, J.; Corrales, I.; Valladares, I.; Naval, A.; Ruiz, F.; Lorenzo, S.; Martínez-Chacón, M. L.; Méndez, C.; Sánchez de Posada, C. & Truyols, J. (1985).— Aportaciones al conocimiento de la estratigrafía de la Formación San Emiliano (Carbonífero, Cordillera Cantábrica) en su área-tipo. *C. R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid*, 1983, 1, 345-362.
- Eichmüller, K. (1985).— Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplatte

- form (Kantabrisches Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13, 45-154.
- ENADIMSA. (1981).— *Investigación geológico-minera de hullas-antracitas en Teverga-Puerto Ventana*. Fondo Documental del ITGE.
- Evers, H. J. (1967).— Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, 83-151.
- Fernández, L. P. (1990).— *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de la región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, inédita, 322 pp.
- Fernández Rodríguez-Arango, R.; Alonso Reguera, F.; Peón Peláez, A. & Rodríguez Suárez, R. (1981).— *Prospección general de la Cuenca Carbonífera de Quirós (Asturias, zona S)*. Fondo Documental ITGE.
- García Sánchez, M.; Lorenzo, L. S.; Naval Balbín, A. & Ruiz Arias, F. (1981).— Cartografía geológico-minera del área de Robledo de Caldas-Cármenes (León). Fondo Documental ITGE.
- Ginkel, A. C. van. (1965).— Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, 1-225.
- Ginkel, A. C. van. (1987).— Systematics and biostratigraphy of fusulinids of the Lena Formation (Carboniferous) near Puebla de Lillo (León, Nw Spain). *Prod. Kon. Ned. Akad. Wet., Ser. B*, 90, 189-276.
- Horvath, V. (1985).— *Apports de la palynologie a la stratigraphie du Carbonifère moyen de l'Unité structurale de La Sobia-Bodón (Zone Cantabrique-Espagne)*. Thèse 3ème cycle. Université des Sciences et Techniques de Lille (inédita), 127 pp.
- Julivert, M. (1963).— Estudio geológico de la Sierra del Aramo, Cuenca de Riosa y extremo meridional de la Cuenca de Quirós. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXXIV, 87-170.
- Julivert, M. (1967).— La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, 1, 59-76.
- Julivert, M. (1977).— Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in northwestern Spain: A model of deformation-sedimentation relationship. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 129, 562-592.
- Julivert, M. (1984).— Paleogeographic and tectonic evolution of the Iberian Massif during Carboniferous times. *IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Washington-Urbana, 1979, 1, 49-68.
- Leyva, F. & Gervilla, M. (1983).— Excursión W. El Carbonífero Medio de la Cuenca Central Asturiana y zonas adyacentes. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. 1983. ENADIMSA, Madrid, 200 pp.
- Leyva, F.; Granados, L. F.; Solovieva, M. N.; Reitlinger, E. A.; Martínez Díaz, C.; Laveine, J. P.; Loboziak, S.; Brousmiche, C.; Candillier, A. M. & Horvath, V. (1985).— La estratigrafía del Carbonífero Medio en el Sector Central de la Unidad Estructural de La Sobia-Bodón (Cuencas de Quirós-Teverga). *C. R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid*, 1983, 1, 213-230.
- Lotze, F. (1945).— Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 1-12. (Trad. por J. M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los variscidas de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166).
- Marcos, A. & Pulgar, F. J. (1982).— An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 163, 256-260.
- Martínez Díaz, C.; Granados, L. F.; Leyva, F.; Laveine, J. P.; Solovieva, M. N.; Reitlinger, E. A.; Gervilla, M.; Loboziak, S.; Brousmiche, C.; Candillier, A. M.; Pendás, F. & Horvath, V. (1985).— Aportaciones a la cronoestratigrafía del Carbonífero Medio de Asturias y nuevos datos para un intento de correlación de las escalas marinas y continentales. *C. R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid*, 1983, 1, 269-280.
- Moore, L. R.; Neves, R.; Wagner, R. H. & Wagner-Gentis, C. H. T. (1971).— The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain. *Trabajos de Geología*, 3, 307-363.
- Naval Balbín, A. & Ruiz Arias, F. (1982).— *Exploración geológico-minera de la cuenca carbonífera Rodiezmo-río Curueño (León)*. Fondo Documental del ITGE, 35 pp.
- Pérez-Estaún, A.; Bastida, F.; Alonso, J. L.; Marquínez, J.; Aller, J.; Alvarez-Marrón, J.; Marcos, A. & Pulgar, J. A. (1988).— A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7, 517-537.
- Racz, L. (1964).— Late Paleozoic calcareous algæ in the Pisuerga Basin (N. Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 31, 241-260.
- Riding, R. E. (1979).— *Donezella* bioherms in the Carboniferous of the southern Cantabrian Mountains, Spain. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 3, 787-794.
- Ruiz Arias, F.; Naval Balbín, A. & Rodríguez Suárez, R. (1981).— *Prospección previa de la cuenca de San Emiliano (El Bierzo-Villablino)*. I. Memoria. Fondo Documental ITGE, 141 pp.
- Semichatova, S. V.; Einor, O. L.; Kireeva, G. D.; Vassilyuk, N. P.; Gubareva, V. S. & Potievskaya, P. D. (1979).— The Bashkirian stage as a global stratigraphic unit. In: R. H. Wagner; A. C. Higgins & S. V. Meyen (Eds.). *The Carboniferous of the USSR. Reports presented to the IUGS. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy at the 8th. International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology held at Moscow, 1975. Yorkshire Geological Society Occasional Publications*, 4, 99-116.
- Suárez, A.; Toyos, J. M.; López Díaz, F.; Heredia, N. & Rodríguez Fernández, L. R. (1991).— *Cartografía de la Hoja nº 102 (Barrios de Luna) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. Inst. Geol. Min. España.
- Truyols, J.; Arbizu, M.; García-Alcalde, J. L.; García-López, S.; Martínez-Chacón, M. L.; Méndez-Bedia, I.; Méndez-

- Fernández, C.; Menéndez, J. R.; Sánchez de Posada, L. C.; Soto, F.; Truyols-Massoni, M.; Villa, E.; Marcos, A.; Pérez-Estaún, A.; Pulgar, J. A.; Bastida, F.; Aller, J. & Lorenzo, P. (1982).— *Memoria explicativa de la Hoja nº 77 (La Plaza) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. Inst. Geol. Min. España.
- Truyols, J. & Sánchez de Posada, L. (1983).— El Carbonífero inferior y medio de la Región de Pliegues y Mantos. In: *Carbonífero y Pérmico de España. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, 37-59.
- Villa, E. (1982).— Observaciones sobre la edad de la Formación Valdeteja (Carbonífero de la Cordillera Cantábrica) en su localidad tipo. *Revista Española de Micropaleontología*, XIV, 63-72).
- Villa, E. (1988).— *Fusulináceos carboníferos del Este de Asturias (N de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (inédita), 378 pp.
- Villa, E.; Horvath, V.; Martínez Chacón, M. L. & Sánchez de Posada, L. (1988).— Datos paleontológicos y edad de la sección de Villamanín (Carbonífero, C. Cantábrica, NW de España). II Congreso Geológico de España, Granada, 1988, Comunicaciones.
- Villanueva, M. L. (1983).— *Estratigrafía y sedimentología de los materiales carboníferos suprayacentes a la Caliza de Montaña en la zona del Gamoniteiro*. Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo (inédita).
- Winkler Prins, C. J. (1971).— The road section east of Valdeteja and its continuation along the Arroyo de Barcaliente (Curueño Valley, León) (with a «Note on *Leonardophyllum leonense* sp. no.» by G. E. De Groot). *Trabajos de Geología*, 4, 677-686.