

Las facies aluviales asociadas a los depósitos de carbón en las cuencas estefanienses de León (borde sur de la Cordillera Cantábrica)

J. R. COLMENERO*, J. R. BAHAMONDE** y P. BARBA*

* Departamento de Geología, Universidad de Salamanca

** Departamento de Geología, Universidad de Oviedo

RESUMEN

Durante el Estefaniense, la Cordillera Cantábrica hercínica, recién formada, experimentó procesos deformativos relacionados con el movimiento de fallas transcurrentes y reactivación de pliegues y estructuras previas que dieron lugar al desarrollo de cuencas intramontañosas, fuertemente subsidentes, con deformación y vulcanismo sinsedimentario. En ellas se acumularon importantes cantidades de materiales clásticos distribuidos en abanicos aluviales, sistemas fluviales de diversos tipos y lagos. En este trabajo se analizan las facies y asociaciones de facies de esta naturaleza existentes en las cuencas situadas al N de la provincia de León, elaborando un modelo sedimentario general y discutiendo las condiciones en que se generaron las capas de carbón.

Palabras clave: Cuencas intramontañosas, sedimentación aluvial, carbón, Estefaniense, Cordillera Cantábrica.

ABSTRACT

Deformation related to transcurrent fault movements and fold and thrust reactivation affected the new formed Cantabrian Mountains during Stephanian (Upper Carboniferous) times, resulting in diverse intramontainous basins. These basins underwent high subsidence, deformation and synsedimentary vulcanism, giving thick sequences of clastic rocks as a result, distributed whithing alluvial fans and fluvial and lake systems. In this work we study the

facies and facies associations in basins located to the north of Leon province, and conclude with a general sedimentary model, discussing the conditions under which the coal deposits were generated.

Key words: Intramontainous basins, alluvial sedimentation, coal, Stephanian, Cantabrian Mountains.

CARACTERES GEOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS GENERALES

Las sucesiones del Estefaniense de la provincia de León se localizan, discordantes sobre un basamento precámbrico o paleozoico previo, en un conjunto de cubetas, o cuencas carboníferas, situadas en la Zona Asturoccidental-Leonesa (El Bierzo), Antiforme del Narcea (Villablino y La Magdalena), y Zona Cantábrica (Ciñera-Matallana, Sabero, Canseco-Salamón) (Fig 1A). Todas ellas tienen geometría alargada y estructura sinformal, con flancos fracturados o cobijados por fallas tardihercínicas, reactivadas en la orogenia alpina.

Los caracteres estratigráficos de estas cuencas son muy similares entre sí (Fig. 1B). Están constituidas por sucesiones cíclicas de espesor variable entre 3500 m (El Bierzo) y 1500 m (La Magdalena y Ciñera-Matallana), compuestas por brechas y conglomerados silíceos o poligénicos, en la parte inferior, y alternancias de litarenitas, lutitas y carbón, en la superior. La edad de las mismas es Estefaniense A-B (Sabero), Estefaniense B (Ciñera-Matallana, La Magdalena, Canseco-Salamón), y Estefaniense B-C (El Bierzo y Villablino). En todas ellas se explotan carbones desde el siglo pasado, con rangos que varían desde hullas altas en volátiles (Sabero y Ciñera-Matallana), hasta antracitas y perantracitas (Villablino y El Bierzo) (Colmenero & Prado, 1993). Estos últimos rangos, anormalmente altos, están relacionados con la existencia en la Zona Asturoccidental-Leonesa, de un domo térmico de escala regional, generado por metamorfismo de contacto entre el final del Estefaniense y el Pérmico (Fernández Suárez, 1994). Las capas son numerosas y de reducido espesor, casi siempre inferior a 1 m; excepcionalmente, pueden llegar hasta 2,5 m, y en el caso de la capa Pastora, de la cuenca de Ciñera-Matallana, alcanza hasta 20 m.

El origen de estas cuencas ha sido muy debatido. Heward (1978a y b), Heward & Reading (1980) y Nijman & Savaje (1989), las consideran restos de depresiones del tipo *pull-apart*, desarrolladas a lo largo de fallas transcurrentes durante los procesos finales de estructuración de la cadena montañosa hercínica. Alonso (1989) asocia la génesis de alguna de ellas con procesos de reapretamiento y reactivación de pliegues y estructuras westfalienses. En cualquier caso, representan restos de depresiones tectónicamente activas, con fracturación y vulcanismo sinsedimentario y altas tasas de subsidencia y de aportes.

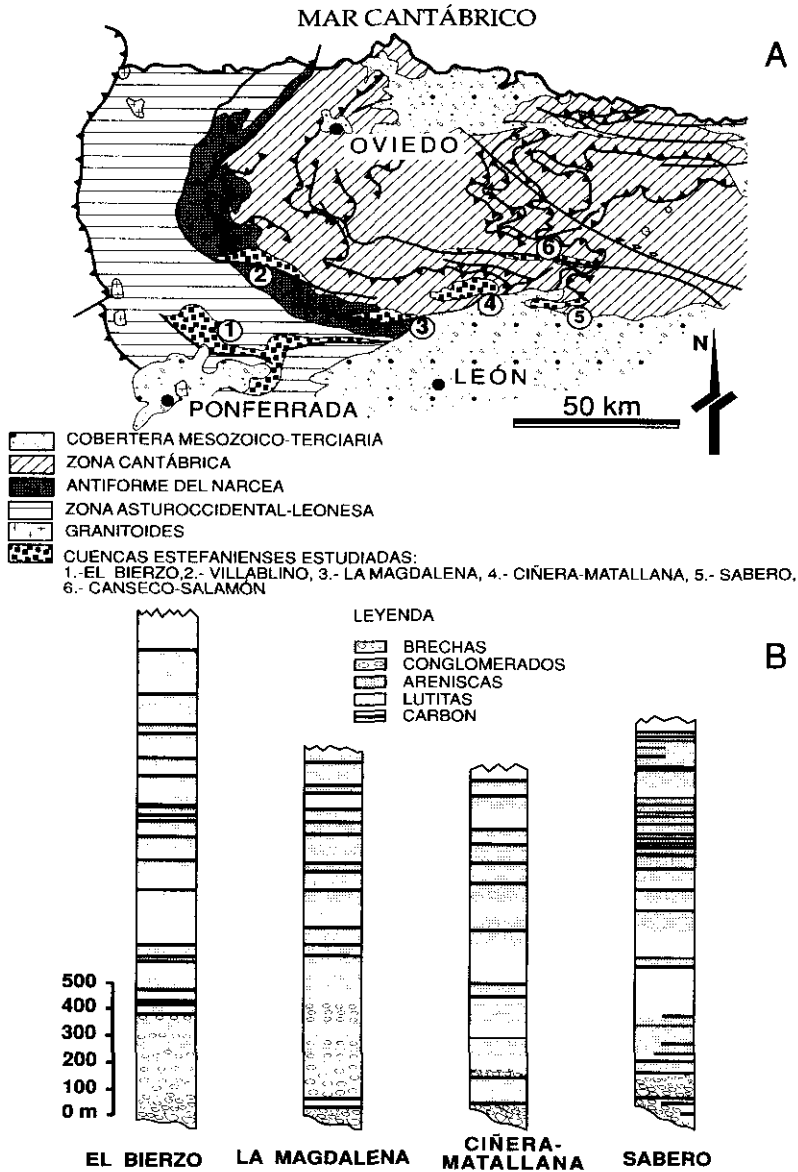


Fig 1.—(A) Localización geológica de las cuencas carboníferas estudiadas; (B) Columnas estratigráficas simplificadas de cuatro de dichas cuencas.

Fig 1.—(A) Location map of the studied coalfields; (B) Simplified stratigraphic logs of four of such coalfields.

Descripciones de tipo sedimentológico han sido realizadas por Corrales (1971), Wagner & Artieda (1970), Knight (1971), Fernández García *et al.*, (1984) y, especialmente, Heward (1978a y b), quien ha elaborado un modelo sedimentario, ampliamente difundido, en el que las facies se asocian a sistemas de abanico aluvial-lago.

TIPOS DE FACIES

Las facies se han catalogado según el código elaborado por Miall (1977, 1978) para sistemas fluviales; la interpretación se basa en los criterios de este mismo autor y en otros como: Rust (1978), Nemeč & Steel (1984), Evans (1991) y Fielding & Webb (1996). Los caracteres más importantes de dichas facies son:

Facies Gms.—Paraconglomerados (en ocasiones ortoconglomerados), polimodales, desorganizados y heterométricos, con abundante matriz lutítica a conglomerática fina, mal clasificada y de colores rojos. La fábrica es masiva o con grosera granoclasificación inversa y normal; los clastos son angulosos y de naturaleza similar a la del basamento. Se interpreta como el depósito de *debris flows* subaéreos, plásticos o pseudoplásticos, altamente viscosos y de baja movilidad.

Facies Gm.—Ortoconglomerados silíceos o carbonatados, bien clasificados y con matriz areniscosa. Los clastos están redondeados y la fábrica es masiva u orientada, paralela a la estratificación o con una cierta imbricación de los ejes mayor e intermedios de los clastos. Es común la gradación vertical normal y, más raramente, la gradación inversa. Las capas son de 2 ó 3 m de espesor, y lateralmente discontinuas. Representa el depósito de barras longitudinales en sistemas fluviales *braided* proximales. En los casos en que la fábrica es más masiva, la sedimentación puede haber ocurrido por *debris flows* poco concentrados y *sheetfloods*.

Facies Se.—Posee base erosiva y está compuesta por una mezcla heterométrica de litoclastos de areniscas, cuarcitas, pizarras, lutitas y siderita, con fragmentos de *Sigillaria*, *Calamites* y *Lepidodendron*. La potencia raramente sobrepasa 1 m. Representa el depósito basal de canales fluviales de diverso tipo.

Facies Sm.—Litarenitas de grano medio y grueso, masivas, con clastos dispersos de cuarcita, carbón y fragmentos vegetales y, a veces con estructuras de troncos en posición de crecimiento. El espesor puede alcanzar hasta varios metros. Se interpreta como el producto de flujos arenosos concentrados, correspondientes probablemente a partes proximales de desbordamientos, depositados de forma rápida desde suspensiones y sin tiempo para desarrollar estructuras de tracción.

Facies Sh.—Litarenitas de grano medio y grueso con laminación horizon-

tal o subhorizontal. Posee clastos dispersos y de pequeño diámetro de cuarcita, arenisca y carbón, así como impresiones de fragmentos vegetales orientados. El espesor llega a ser de hasta 15 m. Representa el depósito de corrientes laminares, tipo *sheetfloods*, transportadas en condiciones de régimen de flujo superior durante periodos de alta descarga, en llanuras *braided*.

Facies St.—Litarenitas de grano fino a grueso, con clastos de carbón y restos vegetales, formando *sets* aislados y *cosets* de estratificación cruzada en surco de mediana escala. La potencia puede alcanzar hasta 10 m y el ordenamiento es, en general, granodecreciente. Constituye el depósito de dunas y barras tridimensionales de diversa naturaleza, en canales fluviales con poca altura de agua.

Facies Sp.—Litarenitas de grano medio y grueso con estratificación cruzada planar de mediana escala, en *sets* aislados o formando *cosets* de hasta 4 m de potencia. Las láminas cruzadas suelen ser asintóticas a la base, o más raramente sigmoidales, y contienen abundantes fragmentos de carbón y briznas de hojas y tallos. Representa el depósito de dunas bidimensionales y barras transversales arenosas migrando dentro de canales fluviales.

Facies Sl.—Su descripción e interpretación se modifica respecto a la original de Miall (1977, 1978). Está formada por litarenitas de grano fino con estratificación cruzada de bajo ángulo, de media o gran escala y geometría tabular. Los estratos cruzados, cuando no han sido erosionados en la parte superior, son sigmoidales y están separados por finas intercalaciones arcillosas o carbonosas, generalmente discontinuas. El espesor puede alcanzar hasta 5 m. Esta facies se interpreta como el depósito de acreción lateral de barras de meandro en canales fluviales sinuosos.

Facies Sr.—Litarenitas de grano fino y muy fino con laminación de *ripples* de corriente y de tipo *climbing*. Las láminas contienen *flasers* formadas por arcillas, granos de carbón y restos vegetales, y pueden estar bioturbadas por raíces. El espesor es muy variable, oscilando desde niveles de varios cm, aislados dentro de otras facies, hasta tramos de 10 m. Representa el depósito de corrientes unidireccionales cargadas de sedimento, con bajo régimen de flujo y profundidad de agua.

Facies Fl.—Lutitas limosas grises oscuras con laminación paralela y de *ripples* de corriente, en las que las láminas poseen diferente color y contenido en restos vegetales. Es una facies relativamente poco frecuente, cuyo espesor nunca supera 1 m. Se interpreta como el depósito de débiles corrientes tractivas transportando fango dentro de la llanura de inundación fluvial.

Facies Fsc.—Lutitas pizarrosas gris oscuras, masivas o con fisibilidad, con fauna de agua dulce, dispersa o concentrada en niveles delgados, formada por ostrácodos (*Carbonita*), bivalvos (*Anthraconauta* y *Anthraconaiia*) y filópodos (*Leaia*). Son también abundantes las briznas de hojas y los nódulos de siderita. La potencia puede alcanzar hasta 300 m (formaciones Gonzalo y Quemadas, en la cuenca de Sabero), pero generalmente es inferior a una

decena de metros. Corresponde al depósito en lagos y depresiones con agua en la llanura de inundación fluvial.

Facies Fm.—Lutitas masivas oscuras, con abundantes briznas vegetales y nódulos de siderita. El espesor es muy variable, desde decímetros hasta decenas de metros. De forma similar a la facies anterior, se interpreta como el material de decantación sedimentado en lagos y zonas encharcadas de la llanura de inundación fluvial, con ambientes relativamente reductores.

Facies Fr.—Lutitas oscuras y grises bioturbadas por raíces y con fragmentos pequeños de carbón y de restos vegetales. Las raíces aparecen como moldes de pequeñas raicillas o, más raramente, como apéndices radiculares del tipo *Stigmaria*. Si la bioturbación es escasa, en el depósito se reconoce la laminación paralela o de *ripples* original; por el contrario, cuando es abundante, la facies posee un aspecto moteado y masivo. La existencia de troncos en posición de crecimiento y de nódulos de siderita es relativamente frecuente. Se interpreta como paleosuelos hidromorfos orgánicos, del tipo histosol, desarrollados en zonas inundadas o con el nivel freático muy próximo a la superficie.

Facies C.—Carbones bituminosos y antracitas, de origen húmico en capas irregulares, lateralmente continuas y de espesor casi siempre inferior a 2 m. Contienen delgadas intercalaciones arcillosas que, lateralmente, pueden llegar incluso a sustituirlos. Corresponde al depósito orgánico vegetal acumulado en turberas de extensión y desarrollo muy variable.

ASOCIACIONES DE FACIES

ASOCIACIÓN 1: DEPÓSITOS DE PENDIENTE

Constituyen acumulaciones lateralmente discontinuas, confinadas en paleorreliques y depresiones del zócalo de las cuencas. Está compuesta por cuerpos métricos y decamétricos de paraconglomerados brechoides de la facies Gms, verticalmente amalgamados, o formando secuencias groseramente granodecrecientes, limitadas por las facies Fm y Fr. El espesor reconocido mayor de esta asociación es de casi 300 m en los alrededores de Manzaneda de Omañas (extremo oeste de la cuenca de La Magdalena); también buenos ejemplos de la misma se hallan en las proximidades de: Garaño (cuenca de la Magdalena, Fig. 2A), Correcillas y Pola de Gordón (cuenca de Ciñera-Matallana), Puente de las Palomas (cuenca de Villablino), Sahelices (cuenca de Sabero), así como en distintos puntos de los bordes de la cuencas del Bierzo (Fig. 2C) y Canseco-Salamón.

La asociación se interpreta como el resultado del funcionamiento episódico de flujos cohesivos, altamente viscosos y con baja movilidad, tipo *debris flows*. Los materiales proceden directamente de los relieves adyacentes, y fue-

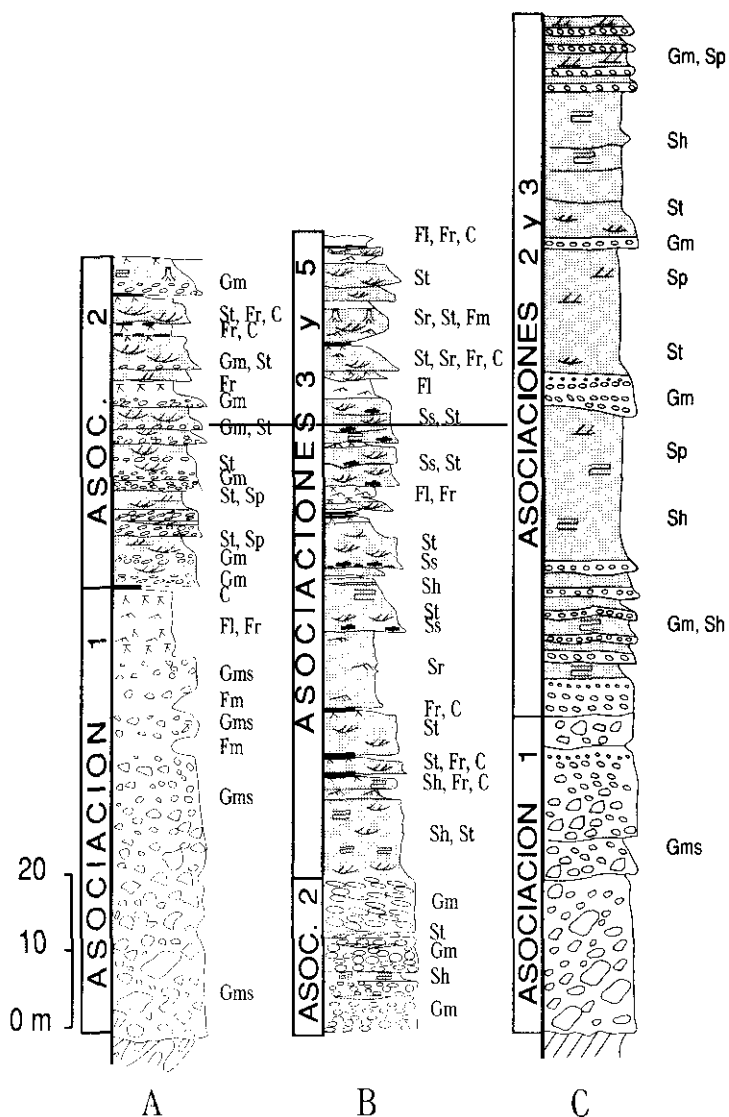


Fig 2.—Distribución vertical de las asociaciones de facies 1, 2 y 3 en: (A) Base de la cuenca de La Magdalena en la carretera a Barrios de Luna; (B) Nivel de Conglomerados de Garaño a lo largo de la carretera a Piedrasecha, en la misma cuenca; (C) Conglomerados de Base, en el borde sur de la cuenca de El Bierzo. Leyenda en la Figura 3.

Fig 2.—Selected stratigraphical sections illustrating vertical distribution of the facies associations 1, 2 and 3, in: (A) Lower part of the La Magdalena Coalfield at the Barrios de Luna road; (B) Garaño Conglomerates along the Piedrasecha road, in the former coalfield; (C) Basal Conglomerates, in the south edge of El Bierzo Coalfield. Legend in Figure 3.

ron sedimentados en coluviones y abanicos aluviales de pequeño radio, así como en cañones de salida de abanicos mayores.

ASOCIACIÓN 2: SISTEMAS BRAIDED DE GRAVAS

Forman secuencias granodecrecientes de espesor raramente superior a 5 m y están integradas por ortoconglomerados masivos o horizontalmente estratificados (facies Gm) y areniscas laminadas (facies Sh, St y Sp). Algunas de ellas presentan en su base amalgamamiento vertical de las facies Gm, mientras que en otras la parte superior se completa con las facies Sr, Fr y C. Con carácter excepcional, los clastos en los conglomerados aparecen ordenados en *sets* de estratificación cruzada planar y en surco (facies Gp y Gt).

Los depósitos de esta asociación sustituyen verticalmente a los de la anterior en las partes basales de las sucesiones de algunas cuencas (Fig.2 A, B y C). En La Magdalena forman dos unidades de varios cientos de metros de espesor, denominadas Conglomerado Basal y Conglomerado de Garaño; también alcanzan potencias grandes en el borde sur de El Bierzo y en las sucesiones de Canseco-Salamón.

La interpretación de esta asociación como depósitos *braided* proximales, constituidos fundamentalmente por barras logitudinales, está basado en la similitud de sus caracteres con otros ejemplos fósiles y actuales (Miall, 1977, 1978; Rust, 1978). Las gravas corresponden al transporte de mayor régimen de flujo y, sobre ellas, tuvo lugar la acreción vertical de la facies Sh, o bien, la migración de dunas tridimensionales (facies St). La estabilización y emersión de las barras propició en algunos casos la formación de suelos (facies Fr) e incluso el desarrollo de pequeñas turberas (Facies C). La expansión por avalancha de los márgenes de las barras pudo dar lugar a la formación de la facies Gp.

ASOCIACIÓN 3: SISTEMAS BRAIDED ARENOSOS

Los depósitos de esta asociación forman unidades tabulares, lateralmente continuas y de hasta 15 m de espesor, compuestas por un conjunto de cuerpos areniscosos canaliformes, de hasta 5 m de espesor, limitados por superficies erosivas bastante planas. Cada uno de ellos tiene una organización interna granodecreciente, compuesta en la mayor parte de los casos, por la sucesión de facies Se→Sh→St→Sp, que en ocasiones se completa con las Sr, Fr y C, especialmente en las secuencias superiores.

Son depósitos muy abundantes en todas las sucesiones; pueden aparecer superpuestos o interestratificados con los de la asociación anterior, y formando unidades aisladas dentro de tramos de litologías más finas.

Su interpretación como sistemas *braided* arenosos se basa en la geometría tabular de las unidades en que aparecen y en la organización interna de las mismas, compuestas por múltiples canales de pequeña dimensión. Cada cuerpo tabular constituiría un entramado de canales y de barras de poca altura, rellenando cauces amplios y poco profundos. Ejemplos similares han sido descritos por Miall (1978), Cant & Walker (1978), Browne & Plint (1994), entre otros autores. La aparición conjunta de estos depósitos con los de la asociación 2, sugiere una sedimentación en zonas medias de abanicos aluviales húmedos. Cuando forma unidades aisladas dentro de otras más finas, denota periodos de alta descarga sedimentaria por causas climáticas y/o tectónicas.

ASOCIACIÓN 4: SISTEMAS FLUVIALES SINUOSOS

Están representados por unidades canaliformes, simples o complejas, de relación anchura/espesor menor de 15, que aparecen aisladas dentro de tramos lutíticos más potentes. Verticalmente forman secuencias grano y estrato-decrecientes, de hasta 25 m de potencia

Se reconocen dos tipos principales de asociaciones. La primera es la más frecuente y está constituida por la sucesión de facies: Se→St→Sr→Fl→Fr→C, entre las que se intercalan de forma subordinada las Sp y Sl. Se interpreta como el relleno de canales simples o compuestos (Fig. 3A y B). Los primeros alcanzan hasta 5 m de espesor y 20/30 m de anchura, tienen geometría lenticular típica y su relleno está formado por un sólo *set* de estratificación cruzada en surco de mediana o gran escala, concordante a la base. En los canales compuestos el espesor siempre es mayor y las facies basales de las secuencias se hallan repetidas varias veces, separadas por cicatrices erosivas irregulares.

La segunda asociación (Fig. 4), la está formada por la sucesión: Se→Sl→Fl→Fr→C. Constituye cuerpos planos y de espesor menor de 10 m, cuya base está tapizada por clastos intraformacionales y fragmentos de troncos (facies Se). Sobre ella, es característica la presencia de estratificación cruzada de bajo ángulo y gran escala, similar al tipo *epsilon* de Allen (1967) (facies Sl). En el techo de las secuencias se encuentran lutitas bioturbadas por raíces, que en algunos casos contienen troncos en posición de crecimiento, y capas de carbón.

La interpretación de estas asociaciones como correspondiente a canales sinuosos se basa en la geometría de los cuerpos arenosos, su intercalación dentro de tramos finos y, sobre todo, las estructuras internas y sucesiones de facies que aparecen. La asociación primera posee caracteres similares a los descritos en canales anastomosados por Flores & Hanley (1984), Rust, Gibling & Legun (1984) y Nadon (1994). La segunda representa la sedimentación en canales meandriformes como indica la existencia de estructuras de

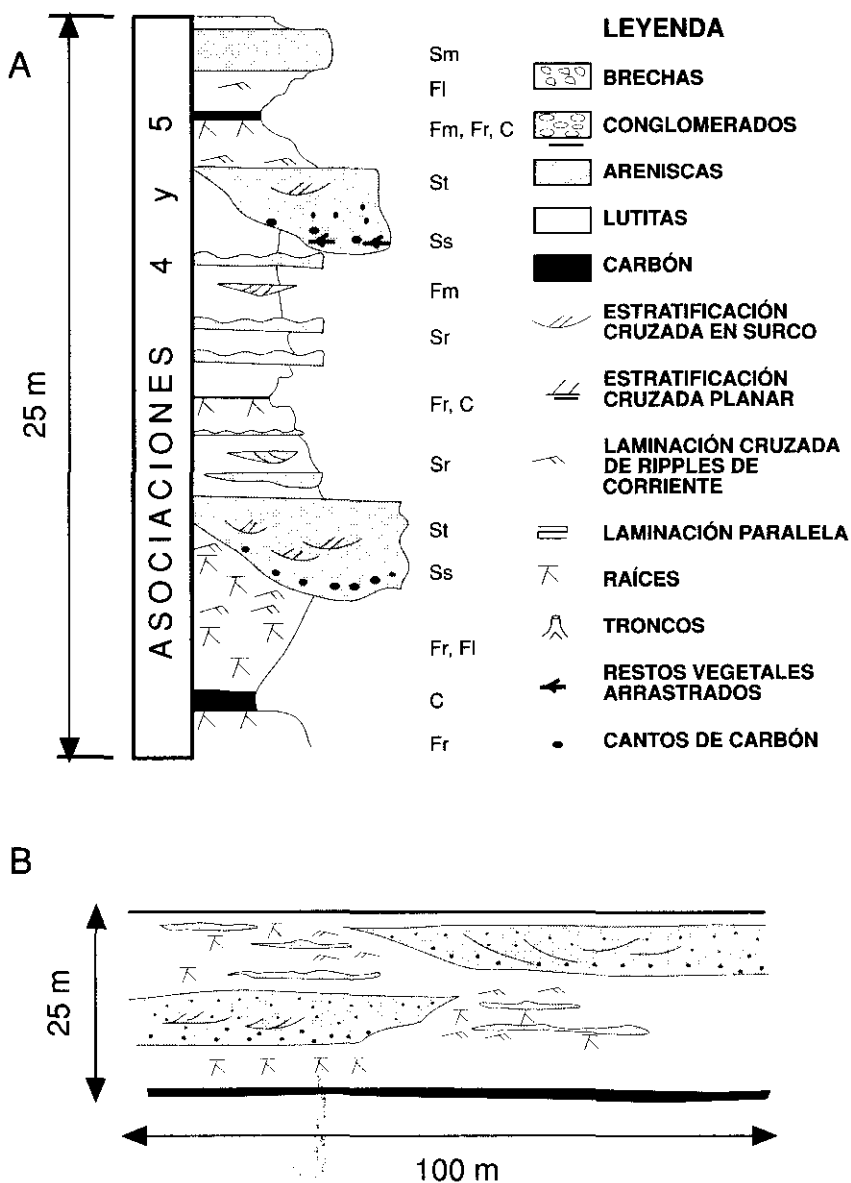


Fig 3.—Columna estratigráfica (A) y corte esquemático (B) de las asociaciones de facies 4 y 5 (canales anastomosados) en el paquete Estrechas, al sur de Santa Marina de Torre, cuenca de El Bierzo.

Fig 3.—Detailed vertical profile (A) and cross-section (B) of facies associations 4 and 5 (anastomosed channels) in the Estrechas Beds, south of Santa María de la Torre, El Bierzo Coalfield.

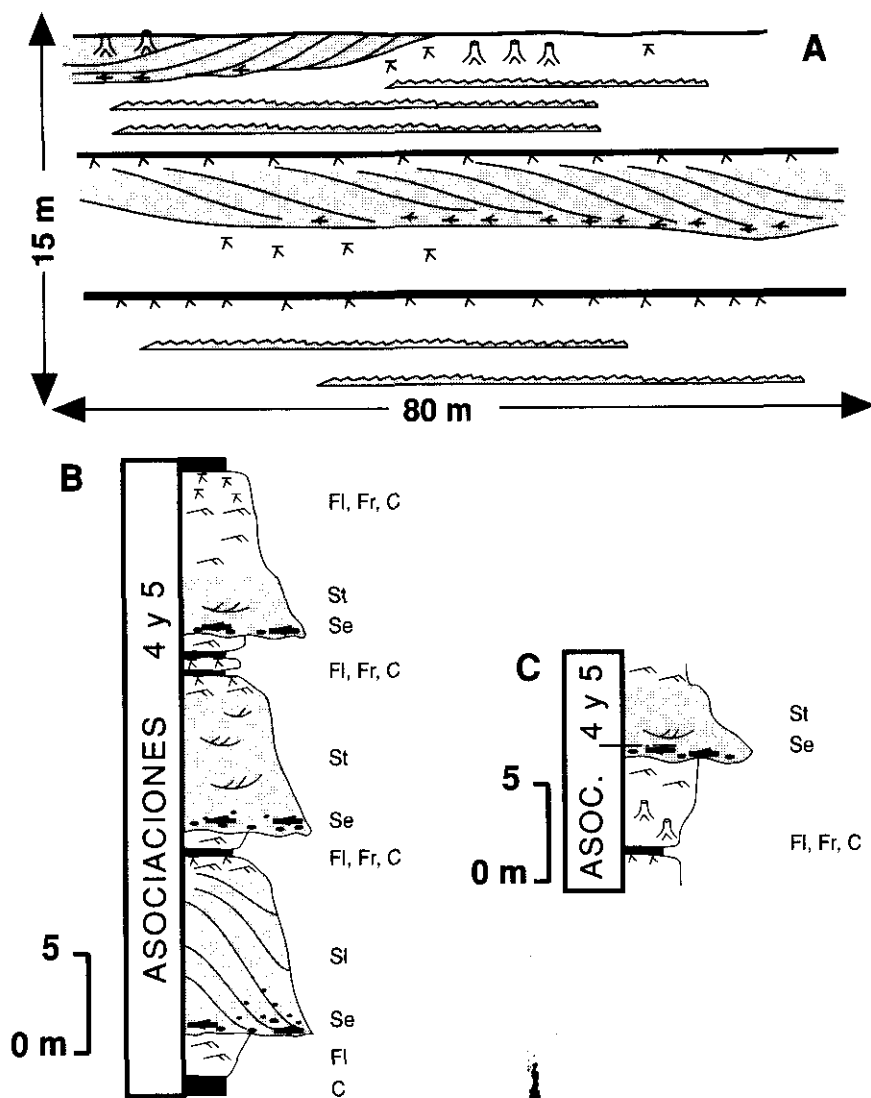


Fig 4.—(A) Corte esquemático de las asociaciones de facies 4 y 5 en una mina a cielo abierto en el paquete Jarrinas, al norte de la cuenca de El Bierzo; (B) y (C) Mismas asociaciones en el paquete Villamar, del mismo sector de la cuenca anterior. Leyenda en la Fig. 3.
 Fig 4.—(A) Sketch of a opencast outcrop in the Jarrinas Beds, north of El Bierzo Coalfield, depicting the vertical and lateral relationships between facies associations 4 and 5. (B) and (C) Detailed vertical profile of the same facies associations in the nearby Villalar Beds. Key to symbols as in Fig. 3.

acreción lateral y la organización vertical de las facies (Allen, 1965; Collinson, 1978; Nami & Leeder, 1978; entre otros).

ASOCIACIÓN 5: DEPÓSITOS DE LLANURA DE INUNDACIÓN

Aparecen reemplazando lateral y verticalmente a los depósitos de la asociación anterior y están formados por alternancias de areniscas, limolitas, lutitas, y algunas capas de carbón. Teniendo en cuenta la proporción en que aparecen las capas de areniscas, y el espesor de las mismas, se distinguen tres tipos de asociaciones:

a) Asociación de llanura proximal (Fig. 5A)

Las capas de areniscas son de grano grueso a fino, varían de potencia entre 0,5 a 1,5 m, y ocupan porcentajes próximos o superiores al 50% en las secuencias. Tienen base erosiva bastante plana y son lateralmente continuas, tabulares o irregulares, en su mayoría; otras, más escasas, son lenticulares y canaliformes. Con las lutitas forman secuencias granodecrecientes, granocrecientes y granocreciente-granodecrecientes.

Las granodecrecientes son las más comunes y potentes (hasta 5 m). Están compuestas por un tramo inferior arenoso, y otro superior lutítico. En el arenoso, la parte basal está formada por cualquiera de las facies Sm, Sh o St, y posteriormente por la Sr; en el lutítico, la facies Fr es la más abundante y sus raíces llegan a bioturbar la parte superior de las areniscas; más escasas son las facies Fm, Fsc y la C.

Las secuencias de los otros dos tipos son menos numerosas. En las granocrecientes, el espesor llega hasta 8 m y la organización es prácticamente inversa a la descrita previamente: las facies Fm o Fsc ocupan la zona inferior, y las Sm o St la superior. Con mucha frecuencia, en el techo de las secuencias llegan a situarse las Fr y C.

El tercer tipo de secuencias es poco frecuente. Está formado por la superposición de sucesiones del primer tipo sobre las del segundo, siendo la más característica: Fm(Fr)→Sr→St→Sr→Fm(Fr); el espesor alcanza hasta 10 m.

Estas secuencias reflejan invasiones episódicas y frecuentes de los ambientes lutíticos de la llanura de inundación, por corrientes tractivas de gran competencia y extensión, como resultado de la acción de desbordamientos y otros flujos laminares (*sheetfloods*). En las secuencias granodecrecientes, la distribución vertical del tamaño de grano y de las estructuras sedimentarias, indican que su depósito tuvo lugar a través de un decrecimiento gradual del régimen de flujo. El carácter erosivo basal de las mismas, con canalizaciones locales, refleja una energía inicial alta. Corresponden, probablemente, a partes

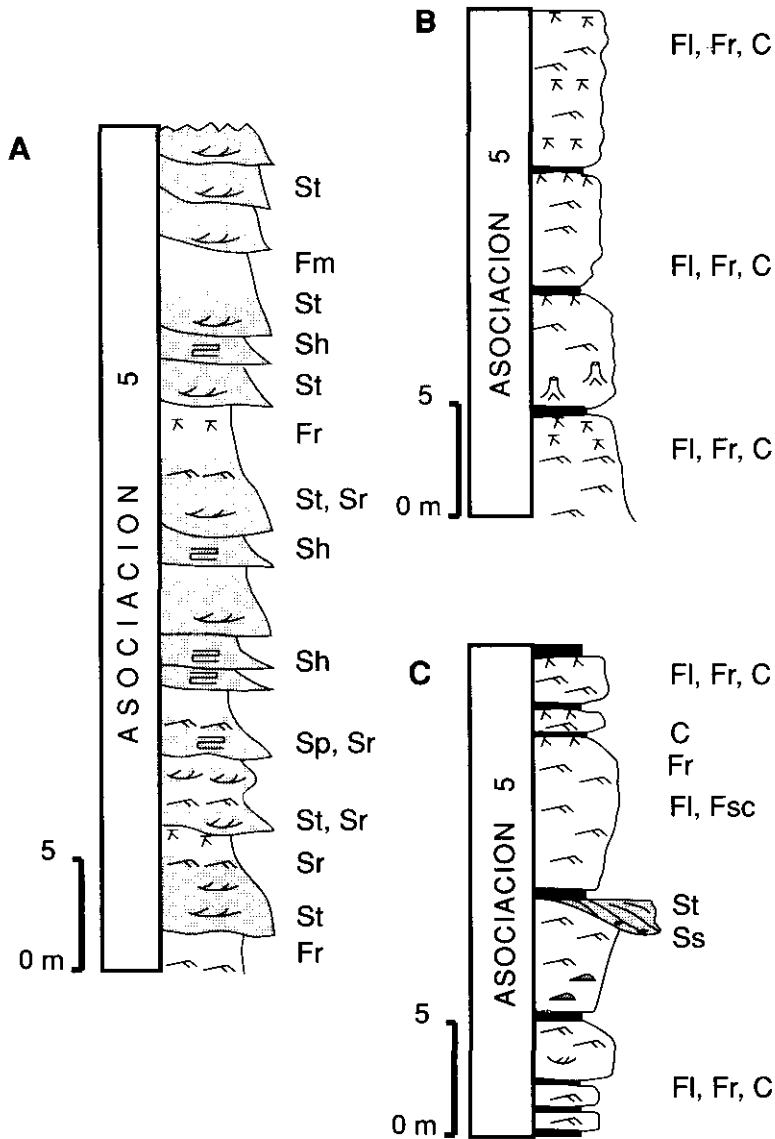


Fig 5.—Columnas estratigráficas de la Asociación de facies 5. (A) Depósitos de llanura de inundación proximal cerca del pueblo de La Magdalena; (B) y (C), Depósitos de llanura de inundación distal en el *paquete* Villamar, al norte de la cuenca del El Bierzo. Símbolos en la Figura 3 Fig 5.—Detailed vertical profiles of facies association 5. (A) Proximal overbank deposits near La Magdalena village. (B,C) Distal overbank deposits in the Villamar Beds, north of El Bierzo Coal-field. See Fig. 3 for key to symbols used.

proximales de los lóbulos de desbordamiento, cercanas a los canales fluviales. Los otros dos tipos de secuencias (granocrecientes y granocreciente-granodecipientes), reflejan la formación de lóbulos y pequeños subdeltas rellenando áreas deprimidas y encharcadas intercanales. Ejemplos de secuencias similares han sido descritas por Fielding (1986), Mjøs, Walderhaug & Prestholm (1993), Nadon (1994), Fielding & Webb (1996).

b) *Asociación de llanura distal* (Fig. 5B y C)

En estas asociaciones, se reemplazan vertical y lateralmente facies finas de los tipos Fm, Fsc Fr, Fl y C, dando lugar a secuencias granocrecientes o granodecipientes, de pocos metros de espesor, en las que es normal la presencia de troncos en posición de crecimiento y de impresiones vegetales. Ocasionalmente, en dichas secuencias se intercalan capas delgadas, lenticulares o lateralmente continuas, de areniscas de grano fino laminadas por *ripples* (facies Sr) y de limolitas (facies Fl).

La persistencia de facies finas en las secuencias de este tipo, refleja que la sedimentación en estas partes de la llanura de inundación, ocupadas por lagos efímeros, marismas y pantanos, ocurrió mayoritariamente por agradación vertical de material lutítico. Incursiones tractivas arenosas o limolíticas, correspondientes a las partes más distales de los desbordamientos e inundaciones, tuvieron lugar también aunque de forma muy episódica.

c) *Turberas*

Están representadas por carbones y lutitas carbonosas (facies C). Los carbones son húmicos, bajos en azufre y con porcentajes altos de materia mineral. Las capas son irregulares y de continuidad lateral muy variable, dependiendo del espesor: las más potentes son también las más extensas. La frecuencia con que aparecen es grande, pero el espesor es reducido, casi siempre inferior a 1 m, aunque excepcionalmente pueden llegar hasta 20 m (capa Pastora, de la cuenca de Ciñera-Matallana, Wagner & Artieda, 1970). Con las lutitas carbonosas presentan cambios laterales y verticales muy frecuentes. Ambos tipos de depósitos siempre van precedidos en las sucesiones por lutitas con raíces (facies Fr).

La existencia de carbones y lutitas carbonosas en las sucesiones, superpuestas a la facies Fr, representa el crecimiento y posterior acumulación *in situ* de materia orgánica vegetal en zonas protegidas de la llanura aluvial (turberas). Su desarrollo requiere zonas húmedas reductoras, escasez o ausencia de aportes terrígenos, y una subsidencia en equilibrio con el crecimiento vegetal (McCabe, 1984). La abundancia de capas de carbón existentes, sugiere

que estas condiciones pudieron haber ocurrido con mucha frecuencia, pero el reducido espesor de las capas de carbón y el porcentaje alto de materia mineral que contienen, indica que dichas condiciones tuvieron poca permanencia en el tiempo. El bajo nivel de azufre, de estos carbones, es característico de turberas de medios continentales, aisladas del mar. La geometría planar de la mayoría de las capas, con extensiones grandes y espesores reducidos, puede ser el resultado del origen reotrófico de las mismas, ocupando depresiones encharcadas en los márgenes de canales, lagos y zonas pasivas de la llanuras aluviales.

ASOCIACIÓN 6: DEPÓSITOS LACUSTRES Y DE DELTAS LACUSTRES

Determinadas unidades estratigráficas, como son las formaciones Gonzalo y Quemadas de la Cuenca de Sabero, o el horizonte Tabliza y la formación Cascajo, de la de Ciñera-Matallana, constituyen unidades de decenas o centenares de metros de espesor, formadas por lutitas grises oscuras, a veces con fisibilidad, en la que se intercalan tramos con fauna de agua dulce dispersa o concentrada en horizontes (facies Fsc), junto a otros homogéneos y masivos (facies Fm). Son frecuentes los nódulos de siderita y los fragmentos vegetales minúsculos. Ocasionalmente también se intercalan capas delgadas de limolitas y arenas de grano fino, laminadas con *ripples* de oleaje (facies Fl).

La transición entre estas unidades de grano fino a las facies fluviales con carbón se realiza mediante secuencias grano y estratocrecientes. En el tránsito entre las formaciones Gonzalo y Sucesiva, en la Cuenca de Sabero, sobre lutitas negras y con fisibilidad, se superponen de forma progresiva: limolitas laminadas por *ripples* de corriente y oleaje; areniscas de grano fino con *ripples*; areniscas de grano medio con estratificación cruzada planar y en surco de mediana escala; areniscas laminadas paralelamente y con estructuras similares a *hummocky* y, finalmente, areniscas canaliformes con moldes de troncos y lutitas con raíces.

La interpretación de las sucesiones descritas en primer lugar como el depósito de lagos está soportada en el carácter fino y homogéneo de los materiales, así como por la presencia de fauna de agua dulce y la ausencia de estructuras de raíces en los depósitos. La sedimentación tuvo lugar en ambientes subacuáticos de baja energía, a través de decantación de carga en suspensión, débiles corrientes tractivas y, ocasionalmente, flujos turbidífticos. El carácter estable y profundo de estos lagos, como lo manifiesta la gran potencia de las facies pelíticas, y la alta proporción de materia orgánica en ellos acumulada, explica el carácter oscuro y reductor de las facies. La transición desde los ambientes profundos a los fluviales con carbón, tuvo lugar por la progradación de deltas lacustres.

MODELO SEDIMENTARIO

El ensamblaje vertical y lateral de las asociaciones de facies descritas en el capítulo anterior configura el modelo sedimentario general de la Fig.6, que en esencia, es bastante similar al modelo abanico aluvial-lago, descrito por otros autores en cuencas de similar naturaleza (Galloway & Hobday, 1983; Zaitlin & Rust, 1983; Evans, 1991; Ridgway & Decelles, 1993). En él, el abanico proximal, confinado en márgenes montañosos, estaría representado por la asociación de facies 1; el abanico medio, formado fundamentalmente por una llanura *braided*, estaría representado, en su zona interna por la asociación 2, y en la externa por la 3; el abanico distal, correspondiente a una amplia llanura fluvial, estaría integrado por las asociaciones 4 y 5; finalmente, los lagos y deltas lacustres, que en algunas cuencas ocuparon las partes centrales, estarían representados por la asociación de facies 6.

Este modelo difiere del elaborado por Heward (1978a y b) en las mismas cuencas por la mayor importancia que en él se otorga a los procesos y facies fluviales, frente al transporte en masa resaltado por el citado autor. En efecto, en el modelo de Heward (*op. cit.*) se considera que la mayor parte de los conglomerados fueron transportados a través de *debris flows* y las arenas mediante flujos laminares o *sheetfloods*; nosotros, por el contrario, consideramos que dichos flujos fueron minoritarios, y se reducen a las zonas proximales de los abanicos y a los desbordamientos ocurridos en algunos canales fluviales. Otra diferencia relacionada con lo anterior, es la poca importancia y extensión que en el modelo de Heward (*op. cit.*) se otorga a los ambientes netamente fluviales, englobados en nuestras asociaciones 4 y 5.

El desarrollo íntegro del modelo de la Fig. 6, estuvo en cada cuenca controlado por su anchura, nivel de subsidencia y actividad tectónica en los bordes. En las cuencas más estrechas, como la de Canseco-Salamón, las facies mayoritarias son las conglomeráticas, correspondientes a los segmentos proximal y medio de los abanicos aluviales, pudiendo no haber existido los ambientes de llanura fluvial y lacustres por la falta de espacio para su sedimentación. De forma contraria, estos últimos ambientes pudieron haber sido mucho más extensos en las cuencas de El Bierzo, Ciñera-Matallana y Sabero, por su mayor amplitud y alejamiento de los márgenes montañosos.

El desarrollo de lagos permanentes en el centro de las cuencas estuvo controlado por los procesos de aceleración/ralentización de la subsidencia y de hundimiento/elevación de los márgenes. Las etapas de aumento en los niveles de subsidencia y/o de hundimiento de los márgenes de las cuencas debido a la acción de fallas normales en las fases de extensión de las cuencas, provocarían la disminución de la pendiente deposicional y la expansión de los lagos sobre las llanuras aluviales adyacentes. El aumento de la actividad tectónica en los bordes, traería consigo el incremento de los aportes y de las pendientes deposicionales, dando lugar a la progradación de los abanicos aluviales hacia el interior de las

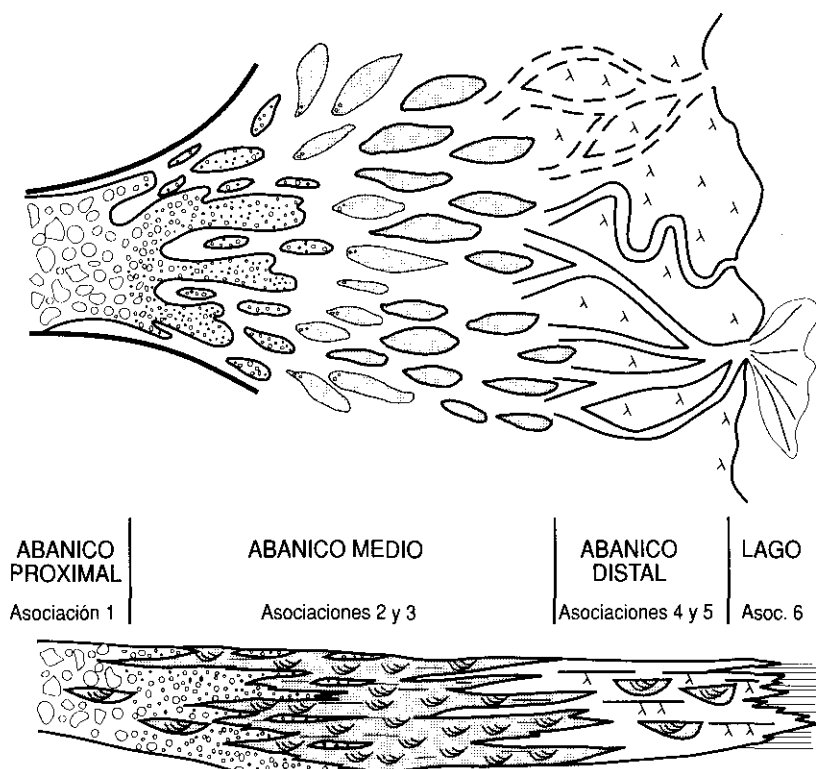


Fig 6.—Esquemas en planta y en sección longitudinal del modelo sedimentario ideado para la sedimentación de las cuencas estefaniense analizadas en este trabajo.

Fig 6.—Schematic depositional model of the Stephanian coal-bearing successions studied, showing the inferred distribution of facies associations described in the text.

cuencas, provocando la retracción de los lagos y su relleno por deltas lacustres.

En el relleno de las cuencas, estos procesos de expansión y retracción de los abanicos aluviales y de los lagos, se han ido alternando en el tiempo. El control ha sido fundamentalmente tectónico, aunque las causas puramente climáticas, como periodos de lluvias e inundaciones han podido también controlar la distribución de los aportes.

AMBIENTES PRODUCTORES DE CARBÓN

Dentro del modelo sedimentario propuesto, las condiciones más idóneas para el desarrollo y permanencia de turberas se dieron en las zonas distales de los abanicos, entre la llanura *braided* y los lagos estables. Estas zonas, que

han sido descritas en las asociaciones de facies 4 y 5, estarían ocupadas por canales sinuosos y amplias llanuras de inundación, con partes inactivas en las que sólo tuvo lugar la sedimentación orgánica durante intervalos de tiempo grandes (Fig. 7A y B). En canales anastomosados, con baja movilidad lateral, las turberas también se extendieron paralelamente a los márgenes de canales. La ocurrencia episódica de procesos de avulsión y de desbordamientos de los ríos, fueron las causas autocíclicas que más dificultaron el desarrollo de los carbones.

Las capas de carbón también forman parte de las asociaciones de facies 1, 2 y 3, indicando que los ambientes orgánicos también llegaron a cubrir zonas más internas y activas de los abanicos aluviales. Ello fue posible, como ha indicado ya Heward (1978a y b), cuando por causas autocíclicas o alocíclicas, los lóbulos de los abanicos fueron abandonados y subsidieron hasta quedar transformados en zonas inactivas y pantanosas. Este tipo de carbones son más irregulares que los descritos más arriba y poseen mayor cantidad de intercalaciones arcillosas y componentes minerales en su constitución.

CONCLUSIONES

Los depósitos del Estefaniense B y C del norte y noroeste de la provincia de León se acumularon en un conjunto de cuencas intramontañas generadas por la acción de fallas y la reactivación de estructuras previas. Las facies principales de dichas sucesiones se han analizado siguiendo el código elaborado por Miall (1977, 1978) para depósitos fluviales. Todas ellas se han reunido en seis asociaciones, que representan la sedimentación por procesos gravitativos, *debris-flows*, corrientes *braided*, canales fluviales sinuosos y lagos. El ensamblaje lateral de dichas asociaciones configura un modelo sedimentario formado por abanicos aluviales húmedos bordeando lagos, en los que las partes proximales de los abanicos se enraizaron en áreas madres de naturaleza muy diversa y las llanuras distales, estuvieron dominadas por los ambientes fluviales y ambientes orgánicos generadores de carbón.

Las sucesiones tienen un carácter cíclico muy marcado, ocasionado por procesos alocíclicos, especialmente tectónicos y, en menor medida por los autocíclicos. El carbón es un componente importante de dichos ciclos, y su formación tuvo lugar en turberas desarrolladas sobre partes muy diversas de los ambientes aluviales, aunque las capas más características se originaron en zonas pasivas de las llanuras de inundación distales. La escasa potencia que alcanzan la mayoría de las capas de carbón refleja la falta de aislamiento respecto a los aportes terrígenos de dichas áreas durante intervalos de tiempo apropiados.

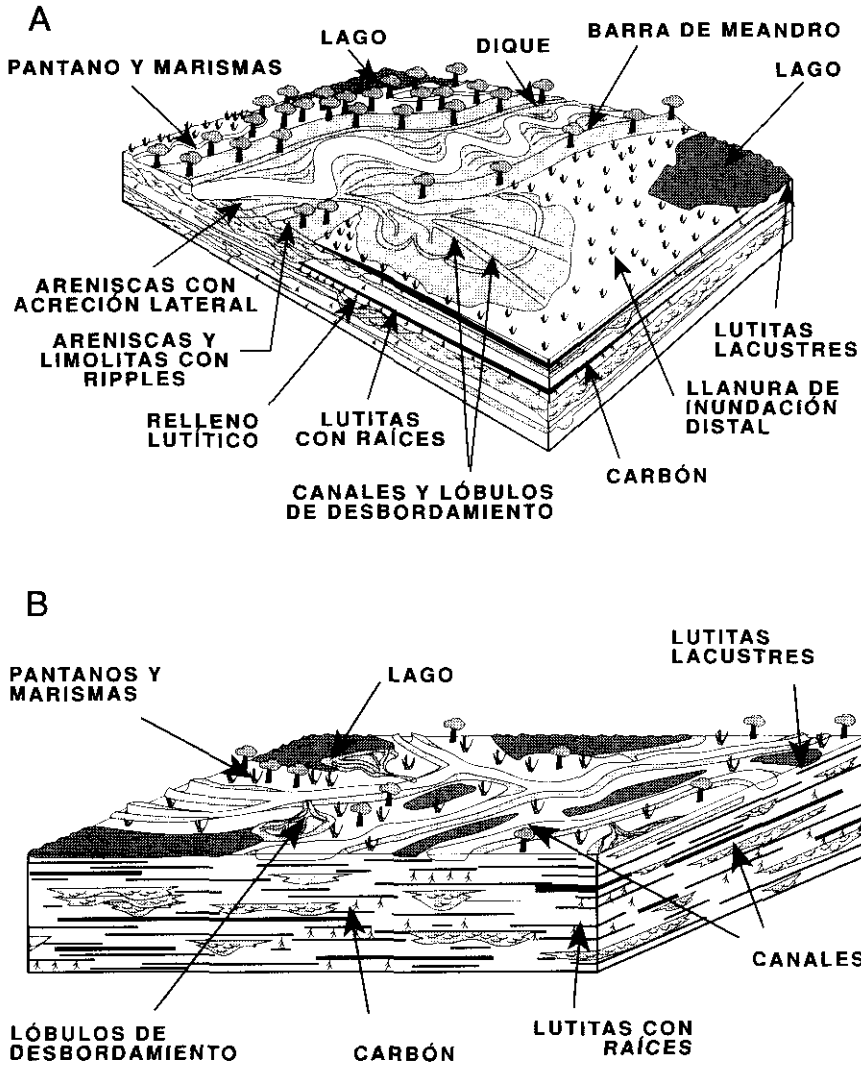


Fig 7.—Carbones generados en sistemas fluviales sinuosos: (A) Modelo meandriforme; (B) Modelo anastomosado. En ambos modelos, los ambientes más idóneos se localizan en las zonas intercanales y de llanuras de inundación.

Fig 7.—Coal accumulation in high-sinuosity fluvial systems: (A) meandering model; (B) anastomosing model. In both types, coal-producing environments are located mainly in the inter-channel or overbank areas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado en su totalidad por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT) a través del Proyecto GE091-0838 para el estudio de las cuencas carboníferas estefanienses del borde sur de la Cordillera Cantábrica. Los autores agradecen a dicho Organismo la ayuda prestada.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1965), «Fining upwards cycles in alluvial successions», *Geol. Jour.*, 4, 229-246.
- (1967), «Notes on some fundamentals of paleocurrent analysis, with reference to preservation potential and sources of variance», *Sedimentology*, 9, 75-88.
- ALONSO, J. L. (1989), «Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain)», *Tectonophysics*, 170, 57-77.
- BROWNE, G. H. y PLINT, A. G. (1994), «Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: The Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland Basin, maririme», *Can. Jour. Sedim. Research*, B64, 1, 40-59.
- CANT, D. J. y WALKER, R. G. (1978), «Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided, South Saskatchewan river, canada», *Sedimentology*, 25, 625-648.
- COLLINSON, J. D. (1978), «Alluvial Sediments», en H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, Blackwell Sc. Pub., 20-62.
- COLMENERO, J. R. y PRADO, J. G. (1993), «Coal basins in the Cantabrian Mountains, Northwestern Spain», *Inter. Jour. Coal Geol.*, 23, Elsevier, Amsterdam, 215-229.
- CORRALES, I. (1971), «La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Narcea, Rengos y Villablino (NW de España)», *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 3, 69-73.
- EVANS, J. E. (1991), «Facies relationships, alluvial architecture, and Paleohydrology of a Paleogene, humid-tropical alluvial-fan system: Chumstick Formation, Washington State, USA», *Jour. Sed. Petrol.*, 61, 5, 732-755.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, L. G., MORO GÓMEZ, C., GÓMEZ, PRIETO, J. A. y ÁLVAREZ DEL CAMPO, C. (1984), *Revisión y síntesis geológico-minera de la Cuenca Carbonífera de «El Bierzo» (León)*, IGME 98 pp.
- FERNÁNDEZ SUÁREZ, J. (1994), *Petrología de los granitos peraluminicos y metamorfismo de la banda Boal-Los Ancares*, Tesis, Univ. Oviedo, 418 pp.
- FIELDING, C. R. (1986), «Fluvial channel and overbank deposits from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England», *Sedimentology*, 33, 1, 119-140.
- y WEBB, J. A. (1996), «Facies and cyclicity of the Late Permian Bainmedart Coal Measures in the Northern Prince Charles Mountains, McRobertson Land, Antarctica», *Sedimentology*, 43, 2, 295-322.
- FLORES, R. M. y HANLEY, J. H. (1984), «Anastomosed and associated coal-bearing fluvial deposits: Upper Tongue Member, Paleocene Fort Union Formation, northern Powder River Basin, Wyoming, U.S.A.», en R. A. Rhamani y R. M. Flores (eds.), *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences*, Inter. Assoc. Sediment., Spec. Public., 7, 85-103.

- GALLOWAY, W. E. Y HOBDAV, D. K. (1983), *Terrigenous clastic depositional systems*, Springer-Verlag, 423 pp
- HEWARD, A. P. (1978a), «Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cifera y Sabero) coalfields, northern Spain», *Sedimentology*, 25, 451-488.
- (1978b), «Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain.», en A. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 669-702.
- & READING, H. G. (1980), «Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, northern Spain», en B. F. Ballance y H. G. Reading (eds.), *Sedimentation at Oblique Slip Margins*, Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 4, 105-125.
- KNIGHT, J. A. (1971), «The sequence and stratigraphy of the eastern end of the Sabero Coalfield (León, NW. Spain)», *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 3, 193-229.
- MCCABE, P. J. (1984), «Depositional environments of coal and coal-bearing strata», en R. A. Rahmani y R. M. Flores (ed.), *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences*, Inter. Assoc. Sediment., Spec. Public., 7, 3-10.
- MIALL, A. D. (1977), «A review of the braided river depositional environment», *Earth Science Reviews*, V, 13, 1-62.
- (1978), «Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits, a summary», en A. D. Miall (ed.), *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 597-604.
- MJØS, R., WALDERHAUG, O. y PRESTHOLM, E. (1993), «Crevasse spay sandstone geologies in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK», en M. Marzo y C. Puigdefábregas (eds.), *Alluvial sedimentation*, Inter. Assoc. Sediment., Spec. Public. 17: 167-184
- NADON, G. C. (1994), «The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, Southwestern Alberta, Canada», *Jour. Sed. Petrol.*, b64, 4, 451-463.
- NAMI, M y LEEDER, M. R. (1978), «Changing Channel morphology and Magnitude in the Scalby Formation (M. Jurassic) of Yorkshire, England», en A. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 431-468.
- NEMEC, W. y STEEL, R. J. (1984), «Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some components on gravelly mass-flow deposits», en E. H. Koster y R. J. Steel (ed.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 10, 1-31.
- NUMAN, W. y SAVAGE, J. F. (1989), «Persistent basement wrenching as controlling mechanism of Variscan thin-skinned thrusting and sedimentacion, Cantabrian Mountains, Spain», *Tectonophysics*, 169, 281-302.
- RIDGWAY, K. D. y DECELLES, P. G. (1993), «Stream-dominated alluvial fan and lacustrine depositional systems in Cenozoic strike-slip basins, Denali fault system, Yukon Territory, Canada», *Sedimentology*, 40, 645-666.
- RUST, B. R., GIBLING, M. R. y LEGUN, A. S. (1984), «Coal deposition in an anastomosing-fluvial system: the Pennylvanian Cumberland Group south of Jogging, Nova Scotia, Canada», en R. A. Rhamani y R. M. Flores (eds.), *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences*, Inter. Assoc. Sediment., Spec. Public., 7, 105-120.

- RUST, B. R. (1978), «Depositional models for braided alluvium», en A. D. Miall (ed.), *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 605-625.
- WAGNER, R. H. y ARTIEDA, J. I. (1970), *La cuenca minera Ciñera-Matallana*, Hullera Vasco-Leonesa S.A., 288 pp.
- ZAITLIN, B. A. & RUST, B. R. (1983), «A spectrum of alluvial deposits in the Lower Carboniferous Bonaventure Formation of western Chaleur Bay area, Gaspé and New Brunswick, Canada», *Can. Jour. Earth. Sci.*, 20, 1098-1110.

Manuscrito recibido: 31-5-96.

Manuscrito aceptado: 8-7-96.