

LA SEDIMENTACION DURANTE EL WESTFALIENSE EN UNA CUENCA DE ANTEPAIS (CUENCA CARBONIFERA CENTRAL DE ASTURIAS, N DE ESPAÑA)

C. I. SALVADOR

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



C. I. Salvador (1993).— La sedimentación durante el Westfaliense en una cuenca de antepaís (Cuenca Carbonífera Central de Asturias, N de España). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, **19**, 195-254.

Durante el Westfaliense, se acumula en la Cuenca Carbonífera Central Asturiana una potente sucesión de sedimentos (más de 5.000 m), caracterizada por una composición fundamentalmente terrígena y por la existencia de numerosas capas de carbón dentro de ella. En la base de la serie, la formación de Calizas de Valdeteja presenta un techo diacrónico entre el Bashkiriense Inferior y el Superior; sobre estas calizas, la sucesión estudiada forma una secuencia general de somerización, dentro de la cual la aplicación de técnicas cuantitativas de correlación ha permitido diferenciar cuatro megaciclos controlados por la tectónica. El análisis de facies refleja en el primero de ellos una sedimentación de plataforma profunda que evoluciona hasta somera con carbonatos (Caliza de Peña Redonda) e incluye olistolitos y brechas calcáreas procedentes del desmantelamiento de la plataforma calcárea pre-existente (Calizas de Valdeteja). Los otros tres megaciclos se pueden englobar de forma general dentro de un modelo de abanico aluvial costero (*fan delta*) que progresa sobre una plataforma terrígena restringida por bancos carbonatados; el segundo megaciclo está compuesto por ciclote-mas que corresponden a una plataforma mixta en donde la distribución de facies está controlada principalmente por procesos autocíclicos y bioconstrucciones, mientras el tercer megaciclo refleja la presencia de un sistema progradante deltaico y de abanico aluvial silíceo en donde es más importante el control tectónico, aunque está influido por las migraciones laterales de los lóbulos; en el cuarto megaciclo comienza la progradación, tectónicamente controlada, de un nuevo abanico aluvial carbonatado.

Estos estudios cuantitativos han permitido precisar también que la Cuenca Carbonífera Central Asturiana es una cuenca de antepaís (asociada a la tectónica Hercínica) con un comportamiento flexural en su basamento.

Palabras clave: Estratigrafía, Sedimentología, Correlación, Tectónica-sedimentación, Subsistencia, Markov, Carbonífero, España.

During Westphalien times, there where accumulated more than 5.000 m of sediments in the Cuenca Carbonífera Central Asturiana. This thick succession is characterized by a mainly terrigenous composition and by numerous coal beds into. In the base of the series, the Calizas de Valdeteja Fm. presents a diachronical floor between the Lower and Upper Bashkyrian. Up there, the studied succession forms a shallowing sequence into which the application of quantitative correlation techniques permits us to diferenciate four megacycles tectonically controlled. The facies analysis reflects into the fist of them a sedimentation in a relatively deep platform which evolue to shallow one with limestones (Caliza de Peña Redonda) and include olistoliths and calcareous conglomerates coming from the calcareous platform of Calizas de Valdeteja Fm. wich has been partially eroded. The other three megacycles reflects a deltaic model prograding on a terrigenous platform. The second megacycle is composed by cyclothems in a mixed platform in which the facies distribution is controlled mainly by autocyclic processes and bioconstructions. The third megacycle reflects the stablishment of a prograding fan-deltaic system whith siliceous clasts tectonically controlled but with influence of lateral migration of the lobes. In the fourth megacycle begins the progradation, tectonically controlled, of a new carbonated fan delta.

This quantitative analysis had permit us to stablish that the Cuenca Carbonífera Central Asturiana is a foreland basin (associated with the Hercynian Orogeny) that has had a flexural basement.

Key words: Stratigraphy, Sedimentology, Correlation, Tecto-sedimentation, Subsidence, Markov, Carboniferous, Spain.

C. I. Salvador, Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo, España. Manuscrito recibido el 2 de noviembre de 1990; revisado el 30 de junio de 1992.

INTRODUCCION

La Cuenca Carbonífera Central constituye un dominio tectoestratigráfico que se localiza dentro de la Zona Cantábrica de Macizo Ibérico (Fig. 1). Forma un sinclinatorio arqueado, cuyos límites (Fig. 2a) tienen diferentes características: el borde Oeste está formado por la Unidad Cabalgante del Aramo (Juilvert, 1971) que coloca los sedimentos devónicos y carboníferos de la Región de Pliegues y Mantos sobre los westfalienses de esta cuenca; la prolongación de este cabalgamiento hacia el Sur (Aller, 1986), separa los dominios westfalienses de la Cuenca Carbonífera Central y de la Cuenca de Quirós. En el borde Sur los materiales de la Cuenca se hallan cabalgados por la unidad de La Sobia-Bodón, cuyo registro sedimentario comienza en el Cámbrico (De Sitter, 1962). El límite Este está definido por el frente de cabalgamiento de Laviana, que coloca esta cuenca sobre la Región de Mantos, mientras hacia el Norte se prolonga bajo los sedimentos del Pérmico y Mesozoico de la Cuenca Mesoterciaria de Asturias, con los que presenta un contacto irregular, fallado o discordante.

En este trabajo se contempla la sedimentación durante el Westfaliense en el Sector del Nalón, que ocupa el tercio Norte de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana (Fig. 2b); este Sector presenta una estructura en cubeta relativamente sencilla formada por tres sinclinales mayores cuyos ejes siguen un rumbo NE-SW con los que interfiere casi perpendicularmente un sinclinal por cuya traza axial discurre el río Nalón; está separado del Sector Riosa-

Olloniego, al Oeste, por la Falla de la Gargantada y sedimentos postcarboníferos asociados a ella y del Sector del Aller, en el Sur, por el núcleo del anticlinal de Tres Concejos-Peña Mea.

ANTECEDENTES

El conocimiento estructural de la Cuenca Carbonífera Central, íntimamente relacionado con el de la Zona Cantábrica, comienza con Barrois (1882, p. 603), quien deduce una tectónica en la que los movimientos principales son contemporáneos a la sedimentación del Paleozoico Superior, y está producida por un empuje desde el Oeste. Para De Sitter (1962) la tectónica es superficial (tangencial), con cabalgamientos de gran amplitud. En la Zona Cantábrica se encuentran también pliegues radiales, explicados por Van der Bosch (1969) como una consecuencia del cierre del Arco Hercínico al agruparse los materiales hacia el centro, y por Julivert (1967, 1971) y Julivert y Pello (1967) como una segunda etapa de plegamiento. Algo más tarde, Marcos y Pulgar (1982) precisan que la cordillera se generó en etapas sucesivas en las que la deformación migra en el tiempo de Oeste a Este entre el Westfaliense inferior y el Estefaniense, formándose así una serie de frentes de cabalgamiento por delante de los cuales se sedimentan cuñas clásticas sinorogénicas que representan el relleno de un surco *foredeep* (exogeosinclinal). Más recientemente, Peréz Estaún *et al.* (1988) pre-



Fig. 1.- Situación de la Zona Cantábrica dentro del Macizo Ibérico (Lotze, 1945) y distribución de las unidades estructurales de la Zona Cantábrica (Julivert, 1971, modificado).

sentan un modelo más completo (Fig. 3), según el cual, acompañando a la migración de Oeste a Este, las direcciones principales de esfuerzo girarían desde una posición S->N para las primeras escamas situadas hoy al Sur de la Cuenca, hasta NW->SE para las escamas situadas al Norte, cerca a la costa, mientras los pliegues radiales serían una consecuencia del apilamiento producido por este giro.

El espesor de los materiales de la Cuenca Carbonífera Central se estima en 5.800 m, considerando toda la sedimentación desde la Caliza

Griotte del Viseense inclusive, lo que supone una tasa de sedimentación anormalmente alta (5.800 metros de sedimentos en 80 millones de años). La nomenclatura utilizada dentro de esta cuenca ha sido muy variada: al esquema estratigráfico propuesto por Schultz (1858) en su obra «Descripción geológica de la provincia de Oviedo», han seguido otros, cuya nomenclatura y divisiones se han expuesto comparativamente y en orden cronológico en la Tabla I, en la cual se reflejan tanto unidades cronoestratigráficas como litoestratigráficas y otras realizadas con

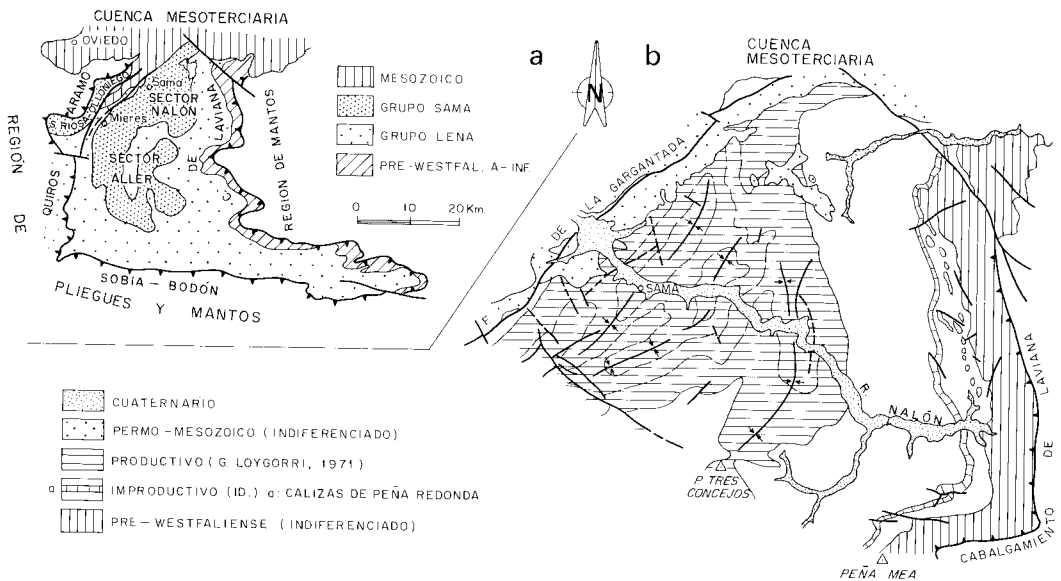


Fig. 2.- a) Esquema geológico de la Cuenca Carbonífera Central, con los distintos sectores diferenciados en ella. b) El área estudiada que corresponde al Sector del Nalón. Esquemas basados en cartografía del plan MAGNA y datos propios.

diversos criterios de explotabilidad del carbón. Con Barrois (1882) aparece el nombre de Cuenca Carbonífera Central Asturiana («Basin Houiller Central des Asturies»), como sinónimo de «Cuenca de Sama de Langreo» que por extensión había sido usado para el área central de Asturias productora de carbón.

Aunque existen identificaciones de restos fósiles desde principios del siglo XIX (Brongniart, 1828; Paillette y Verneuil, 1846; Schultz, 1858), posiblemente las primeras dataciones de los sedimentos de la Cuenca se deban a Barrois (1882), que de una forma general asigna sus Asisse Griotte, des Canons y de Lena al Hullero Inferior y l'Asisse de Sama al Hullero Medio, equivalente a las *Middle coal measure* británicas. El conocimiento cronostratigráfico actual se ha resumido para las diferentes provincias de la Zona Cantábrica en la Fig. 4: sobre la Formación Barcaliente (Namuriense A) se encuentra la Formación Valdeteja, con el techo diacrónico entre el Bashkiriense Inferior y el Superior excepto en la Región de Picos de Europa, en donde su equivalente lateral, la Caliza de Picos, continuaría hasta el Moscoviense. Dentro de la

Cuenca Carbonífera Central, la Formación Valdeteja se ha identificado en el Sector del Nalón, y fue datada como Namuriense B y C (Villa, 1988). A continuación de ella, el primer nivel datado que figura en la bibliografía es la Caliza de Peña Redonda, en donde se han encontrado faunas bashkirienses y moskovienses (Leyva y Gervilla, 1983) en un «Nivel de Transición» que coincidiría con el límite Westfaliense A-B (Martínez Díaz *et al.*, 1985). Los límites Vereiskyense-Kashiriense y Kashiriense-Podolskiense fueron identificados por Leyva y Gervilla (1983) al techo del «paquete» Levinco y en la Caliza de la Pumarada, respectivamente. Apenas 150 m sobre esta caliza, fue encontrada flora del Westfaliense D, mientras el paso del Westfaliense D Inferior al Superior (Podolskiense-Myachkoviense) fue determinado por Luque *et al.* (1985) en la parte inferior del Grupo Sama. El resto de los sedimentos pertenecen al Westfaliense D, no habiéndose realizado hasta ahora dataciones que aseguren una sedimentación Estefaniense (Laveine, 1977; Truyols, 1983).

En cuanto a los medios sedimentarios en los que se produjo el carbón, y frente a la idea de

SCHULTZ 1858	BARROIS 1882	ADARO 1914	DE SITTER 1949	MARTÍNEZ ALVAREZ 1962	G. LOYGORRI et al. 1971	G. LOYGORRI 1974	CARIDE et al 1975	TRUYOLS 1983	ALLER 1985
CARBONIFERO RICO	ASSISE DE SAMA	H U L L Tramo G Grupo E supra- R Sama R medio U Superior O P D			P. OSCURA		CUARTO TRAMO PRODUCTIVO		GRUPO SAMA
		W E Tramo S D medio A Grupo J - - - M Sama O T.infra- A Inferior medio			P. SOTÓN	CARBONIFERO	TERCER TRAMO PRODUCTIVO		
		Pudinga H O Pudinga P.de Generalas			P. GENERALAS		SEGUNDO TRAMO PRODUCTIVO		
		U L T L R E A Caliza R M Negra O O B. de la Cruz			P. CALERAS				
	ASSISE	I I la Cruz		PRODUCTIVO CUARCTICO	P. TENDEYÓN			FORMACIÓN TENDEYÓN	
CARBONIFERO	DE	N N F F C. de Tendeyón							UNIDAD LENA III
	LENA	E E R R I I C. de Llanón R R		PRODUCTIVO PIZARROSO	PAQUETE LLANÓN	CARBONIFERO	PRIMER TRAMO PRODUCTIVO	FORMACIÓN LLANÓN	R U P O
POBRE						IMPRODUCTIVO			UNIDAD LENA II
		SUBHULLERO		PRODUCTIVO ENTRE CALIZAS	P. LEVINCO		FORMACIÓN LEVINCO		L E N A
				IMPRODUCTIVO PIZARROSO	Cal. P. Redonda		CALIZA DE PEÑA REDONDA		
		Culm			P. FRESNEDO		PAQUETE FRESNEDO	F. FRESNEDO	UNIDAD LENA I
CALIZA CARBONERA O DE MONTAÑA	ASSISE DES CARONS	CALIZA CARBONIFERA	CALIZ DE LAS HOCES	Blanca o Gris Negra	IMPRODUCTIVO CALIZO				

Tabla 1.- Nomenclatura estratigráfica de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana.

«criaderos» locales independientes, Schultz (1844a, b) pone de manifiesto la relación existente entre los «criaderos» del centro de Asturias, así como su comunicación con los que se encuentran al Norte, cerca de la costa, por debajo de la Cuenca Mesoterciaria de Oviedo. Desde Adaro (1914), comienzan a identificarse los ambientes en que se desarrolla esta serie carbonífera; este autor diagnostica un predominio de facies marinas en el Subhullero y Hullero Inferior, y facies litorales al menos en las primeras capas por encima de ellos. Para De Sitter (1949), el complejo de pizarras («Culm» de Barrois) que existe sobre la Caliza de Las

Hoces corresponde a un geosinclinal. Para Almela y Ríos (1962) el «Hullero» responde a un dominio de facies flysch (en su sentido litológico) con intercalaciones discontinuas de calizas. Bless (1970), basándose en las asociaciones de ostrácodos y macrofósiles, encuentra sedimentos de *off-shore* en los términos intermedios de la serie y asociaciones *near-shore* hacia el techo, en un desarrollo suavemente regresivo motivado por la subsidencia rápida de la cuenca.

Los estudios sobre una sedimentación secuencial comienzan con Corrales *et al.*, (1971) en el Sector de Riosa, donde definen una se-

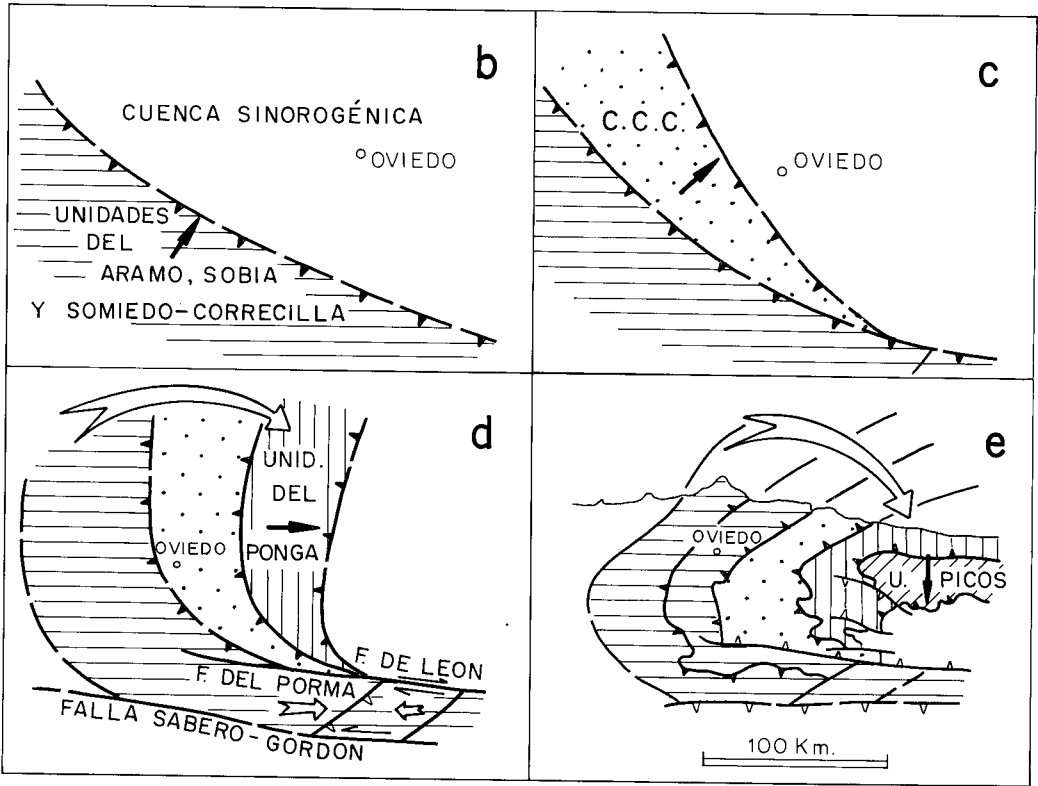


Fig. 3.- Modelo de evolución tectónica de la Cordillera Cantábrica, según Pérez-Estaún *et al.* (1988).

cuencia que evoluciona desde ambientes marinos en la base hasta sedimentación palustre al techo, e intercalaciones de conglomerados silíceos (Formación Conglomerados de Mieres, Fig. 4) en forma de cordón litoral que se desplaza hacia el Oeste. En el mismo Sector, Pello y Corrales (1971) definen un ambiente deltaico para los conglomerados calcáreos de la Formación Olloniego, a la vez que deducen un incremento en la energía potencial del área fuente debido a causas orogénicas o epirogénicas. Bless (1971), describe en el Grupo Sama un «ritmo» general (básicamente diferente de los ciclotemas) compuesto por estratos de origen marino o salobre en la base, deltaicos o lacustres en el centro y fluviales o deltaicos al techo, finalizando con una capa de carbón de carácter continental; a lo largo de este Grupo existe un predominio de términos marinos en los primeros ritmos, mientras los superiores

presentarían predominantemente características fluviales o deltaicas; la repetición de este «ritmo» se debería a elevaciones y hundimientos súbitos del fondo de la cuenca. Para García Loygorri *et al.* (1971) y Caride *et al.*, (1975), la sedimentación sería parálida poco profunda en todo el Westfaliense, variando desde más marino para el «Paquete Fresnedo» a marino con intercalaciones lacustres en la mayoría de los términos y deltas al techo del Grupo Sama; los conglomerados silíceos (pudingas) representarían cordones litorales más tempranos e independientes de los del Sector de Riosa (Fm. Conglo. de Mieres, Corrales *et al.* 1971), y los conglomerados calcáreos superiores (dentro del «Cuarto tramo Productivo» de Caride *et al.* 1975) corresponderían a «rellenos fluviales de curso divagante». Algo más tarde, se identifican ambientes deltaicos estuarinos en la Formación Canales del Sector de Riosa

de isopacas de diferentes abanicos aluviales costeros y de las capas de carbón acompañantes en el área del Aller-Nalón (Fig. 5), determinan la estrecha relación entre las mismas (Agueda *et al.*, 1986-87), y el estudio de sus facies confirma que existe también una estrecha relación con los Conglomerados de Mieres y de Olloniego (Fernández *et al.*, 1988; Fig. 6), dentro del contexto de cuenca *foreland* supuesto ya por otros autores. Finalmente, se ha propuesto un modelo sedimentario general para las cuencas westfalienses productoras de carbón en la Cordillera Cantábrica, estudiando los procesos de subsidencia acompañantes y la evolución general en el relleno de las mismas (Agueda *et al.* 1989).

METODOLOGIA Y TECNICAS DE TRABAJO

Este trabajo se ha basado en el estudio exhaustivo de las secciones disponibles en superficie o en mina que tuviesen la suficiente amplitud para poder efectuar una correlación precisa, seguido de un análisis de facies; se han utilizado también datos puntuales (paleocorrientes, facies, secuencias) de afloramientos menores, que en ocasiones presentaban dificultades para una correlación más allá de la puramente cartográfica. En conjunto, se ha hecho un énfasis especial en su caracterización sedimentológica, realizándose igualmente un análisis de la evolución de la cuenca.

Con este fin, se ha efectuado una correlación cuantitativa aplicando el método propuesto por Nemeč (1988) derivado del que Shaw (1964) aplicó a la cronoestratigrafía cuantitativa. Este método consiste en la comparación gráfica de las series con una de referencia en un sistema de ordenadas ortogonales; como resultado, se obtiene una serie de gráficas en las que la correlación está representada por líneas quebradas cuyas pendientes muestran la intensidad de sedimentación relativa entre áreas distintas a lo largo del tiempo. Estos valores de intensidad de sedimentación relativa permiten definir in-

tervalos en la sedimentación y construir mapas de iso-sedimentación para cada uno de ellos, en donde se refleja la subsidencia diferencial de la cuenca de sedimentación. Las correlaciones se han realizado utilizando columnas que representan espesor actual de roca, pues si se utilizan series descompactadas, los resultados afectan solamente a la posición relativa de los elementos correlacionables, y no a las pendientes de las líneas de correlación ni a las interrupciones de la sedimentación que se registren en ellas, como puso de manifiesto Nemeč en 1988, utilizando secciones que podrían ser comparables a las de la Cuenca Carbonífera Central en cuanto a proporción de sedimentos finos y gruesos, profundidad de enterramiento y grado de compactación de carbón, pizarras y areniscas. La base cartográfica para las representaciones ha sido reconstruida palinspásticamente con datos propios de superficie y de explotaciones mineras en profundidad, teniendo en cuenta las deformaciones debidas a estructuras mayores, y sin considerar las múltiples fracturas menores detectadas, algunas de ellas muy difíciles de cuantificar; como *datum* para esta reconstrucción se han usado tres niveles diferentes (Capas de carbón Generalas, Caliza de La Sucia y Caliza de Peña Redonda) debido a que no se encontró uno solo que se extendiese por toda la zona estudiada.

Dada la abundante repetición de facies observadas en las columnas estratigráficas, se han aplicado matrices Markov de transición (Miall, 1973, 1977 a; Agterberg, 1974) a cada uno de los intervalos definidos antes, con el fin de analizar estadísticamente las tendencias de transición entre diferentes facies litológicas y poder deducir en cada caso la condicionalidad de la sedimentación, reflejada en secuencias deducidas como más frecuentes (Walker, 1984; Lindholm, 1987). Algunos autores como Carr *et al.* (1966), aplicaron este método considerando intervalos fijos de espesor de sedimentación; este procedimiento de muestreo tiene el inconveniente de que, si se escogen tramos muy gruesos, se pierde información sobre aquellas

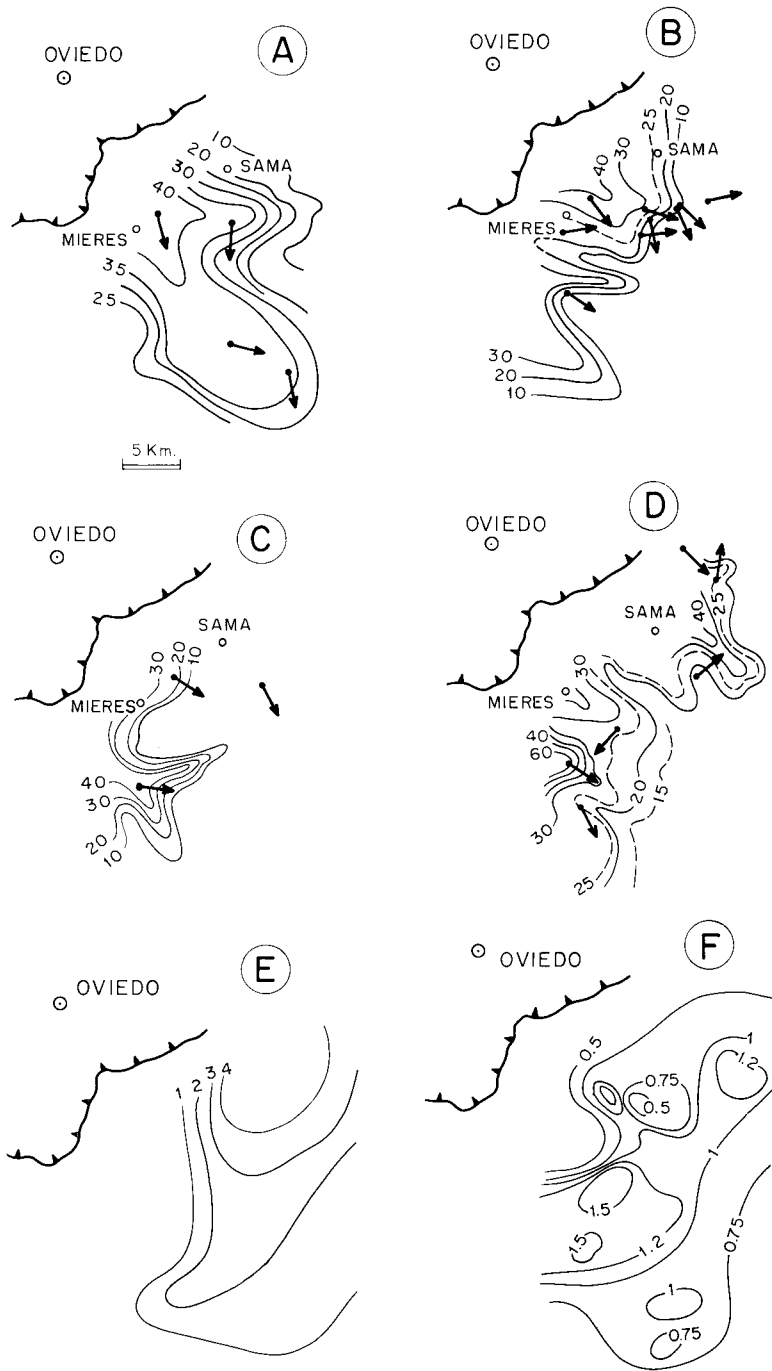


Fig. 5.— Isopacas de las principales unidades detríticas gruesas y de las capas de carbón asociadas en el área del Aller-Nalón de la Cuenca Carbonífera Central (Agueda *et al.*, 1986-87; Fernández *et al.*, 1988). A) Areniscas de Generalas. B) Primera Pudinga. C) Capas de carbón de Generalas, al techo de las Areniscas de Generalas. D) Segunda Pudinga. E) Areniscas de La Voz. F) Capa María, al techo de las Areniscas de La Voz.

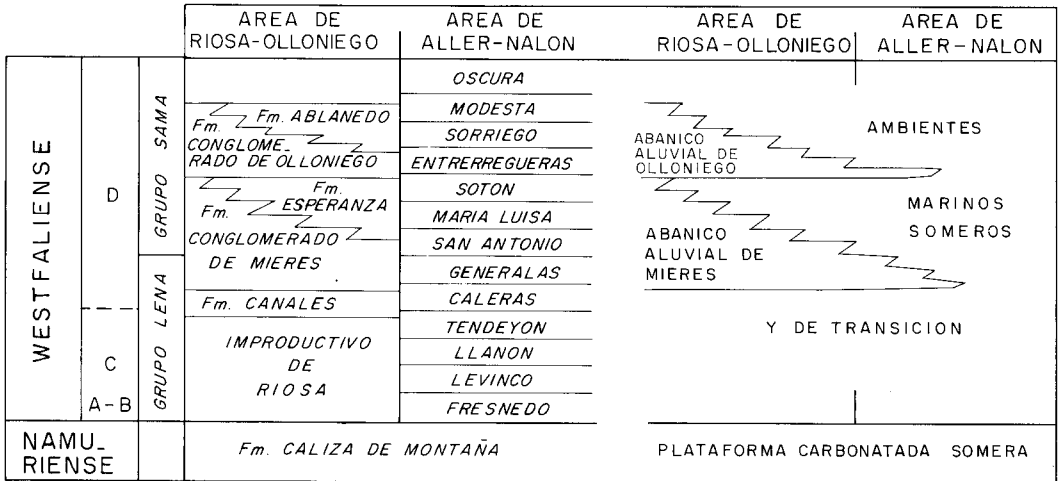


Fig. 6.- Esquema de correlación entre los Sectores Riosa-Olloniego y Aller-Nalón (de Agueda *et al.*, 1986-87; Fernández *et al.*, 1988).

litologías que normalmente presentan espesores pequeños, mientras que si se escogen tramos muy finos, las litologías con grandes espesores enmascaran los procesos Markovianos (Krumbein, 1967; Read, 1969). Selley (1970) y Miall (1973) presentaron un procedimiento de muestreo fundamentalmente distinto, consistente en contabilizar los cambios de litología que se producen a lo largo de la serie, independientemente del espesor de cada una: se obtiene así una matriz de Markov en la que queda expresado el número de veces que tienen lugar todas las transiciones posibles de una litología o facies a otra diferente, quedando vacía la diagonal principal de la matriz (transiciones de una litología a sí misma).

Siguiendo este método y partiendo de la *matriz observada* (matriz cuadrada de orden *n* en la que *n* es el número de transiciones posibles), se obtiene la *matriz aleatoria* (*esperada* para Corrales *et al.* 1977), que corresponde a las probabilidades de transición que cabrían esperar entre los elementos de la matriz, suponiendo que el proceso fuera aleatorio, es decir, que la serie no poseyera la propiedad Markov. De la diferencia entre cada uno de los términos de estas matrices se obtiene la *matriz diferencia*, en la que los valores positivos corresponden a las

transiciones que ocurren con mayor frecuencia de la esperada si fuesen aleatorias. Una vez conocido si las matrices obtenidas son significativas de la propiedad, para lo cual se ha realizado la prueba del χ^2 propuesto por Harbaugh y Bonham-Carter (1970), se obtiene un esquema de transición o secuencia ideal con las transiciones más probables no aleatorias. Puesto que se analizan varios tramos independientes de cada sección y varias secciones estratigráficas, se ha realizado una prueba para determinar la permanencia o no de la propiedad Markov en ellas. Esta prueba responde a la formula

$$\chi^2 = 2 \sum_t \sum_{ij} O_{ij}(t) \ln \left(\frac{f_{ij}}{g_{ij}} \right)$$

con $(T-1)n(n-1)$ grados de libertad, en donde g_{ij} correspondería a las frecuencias observadas de una matriz de transición calculada sobre el total de los pasos registrados y *T* al número de columnas o tramos considerados (Harbaugh y Bonham-Carter, 1970; Miall, 1973).

Este análisis de facies ha permitido la elaboración de un modelo general de relación entre ellas, y, por último, se ha estudiado la evolución sedimentaria conjugando los elementos anteriores.

ESTRATIGRAFIA

Se han estudiado varias secciones estratigráficas (Fig. 7) que abarcan desde el techo de la Caliza de Montaña hasta la parte alta del Grupo Sama. Las columnas correspondientes al Grupo Lena son las de Melendreras (ME), La Baluga (LB), La Rebollada (RE), El Condado (EC), Los Tornos (LT), La Acebal (LA), Pico Felguerina (FE), Fechaladrona (FE2), San Pedro de Villoria (SP), La Fresnosa (LF), y parte inferior de La Martinada (LM), La Nueva (LN), Río de La Nueva (LNR), Pampiedra (LP) y Pozo Venturo (PV), con un total de 8.094 metros. Los sedimentos del Grupo Sama se han estudiado en las columnas de Pozo Mosquitera (PM), Pozo Pumarabule (PP), Pozo Candín (PC), Repetidor de Pampiedra (RP), Las Cubas (LC), La Matona (MA), Pozo Venturo 2 (PV2), Entrada al Pozo Venturo (PVE), Sondeo Carrio 2 (SC2), Sondeo Carrio 4 (SC4), y en la parte superior de La Martinada (LM), La Nueva (LN), Río de La Nueva (LNR), Pampiedra (LP) y Pozo Venturo (PV), que totalizan 11.309 metros de serie. También se han utilizado datos mineros de transversales que, por imperativos propios de la explotación, no pudieron ser revisados y completados, pero que han ofrecido puntos de apoyo importantes en áreas en las que se carecía de otro tipo de datos, como es el caso de varias columnas en el Pozo Fondón (PF), de Sama de Langreo; el Pozo Candín (PC2), de La Felguera; o los Pozos Carrio y Barredo (PC-B), en el sinclinal de San Mamés, cerca de Pola de Laviana, en el extremo Este de los afloramientos del Grupo Sama. Debido a las condiciones del afloramiento, no ha sido posible obtener datos de aproximadamente 800 metros de la sucesión correspondientes a la parte central del Grupo Lena, ni de los términos superiores del Grupo Sama.

En la estratigrafía deducida de estos estudios se han reconocido dos unidades litoestratigráficas formales, el Grupo Lena y el Grupo Sama, cuyo límite ha sido establecido en el techo de la Primera Pudinga (Barrois, 1882; De

Sitter, 1949); las unidades informales o «paquetes» descritas por Leyva y Gervilla (1983) también se pueden reconocer, y se han utilizado en algunas ocasiones a modo de orientación dentro del texto que sigue. Solamente precisamos aquí algunos hechos cuyo significado se desarrollará en los apartados siguientes: **a)** Cerca de la base de la serie, unos metros por encima de la Caliza de Montaña, aparecen grandes olistolitos (series de Melendreras, La Baluga y La Rebollada) y conglomerados calcáreos (La Rebollada y El Condado); en su conjunto, esta litología presenta una alineación cartográfica (Figs. 2b y 7) que fue interpretada por autores anteriores como una capa de caliza asociada lateralmente a Formación Valdeteja (Navarro *et al.*, 1988; Heredia y Rodríguez, 1989). **b)** Dentro de las Calizas de Peña Redonda aparecen importantes espesores de dolomías recristalizadas (series de Los Tornos, Melendreras y La Baluga), niveles brechificados (Los Tornos, La Baluga), y señales de carstificación (Los Tornos, Rebollada). **c)** Se han encontrado conglomerados de cantos silíceos previos a la Primera Pudinga (serie de La Martinada y al Sur de Mieres, en el Sector del Aller) incluidos en el Grupo Lena unos 350 metros por debajo de su techo.

CORRELACION DE LAS SECCIONES

La distribución de las columnas levantadas permite obtener un buen control estratigráfico de la parte inferior y de la superior de la sucesión, existiendo, como se ha mencionado, un tramo central (aproximadamente 800 m) del cual no disponemos de datos propios.

En la parte inferior de la serie, que hemos denominado intervalo 1 (Fig. 8), los principales niveles de correlación entre todas las series corresponden al techo de la Caliza de Montaña cuya edad está bien definida (Namuriense A para la Formación Barcaliente, Namuriense B - Westfaliense A para el techo de la Formación Valdeteja) y a la Caliza de Peña Redonda.

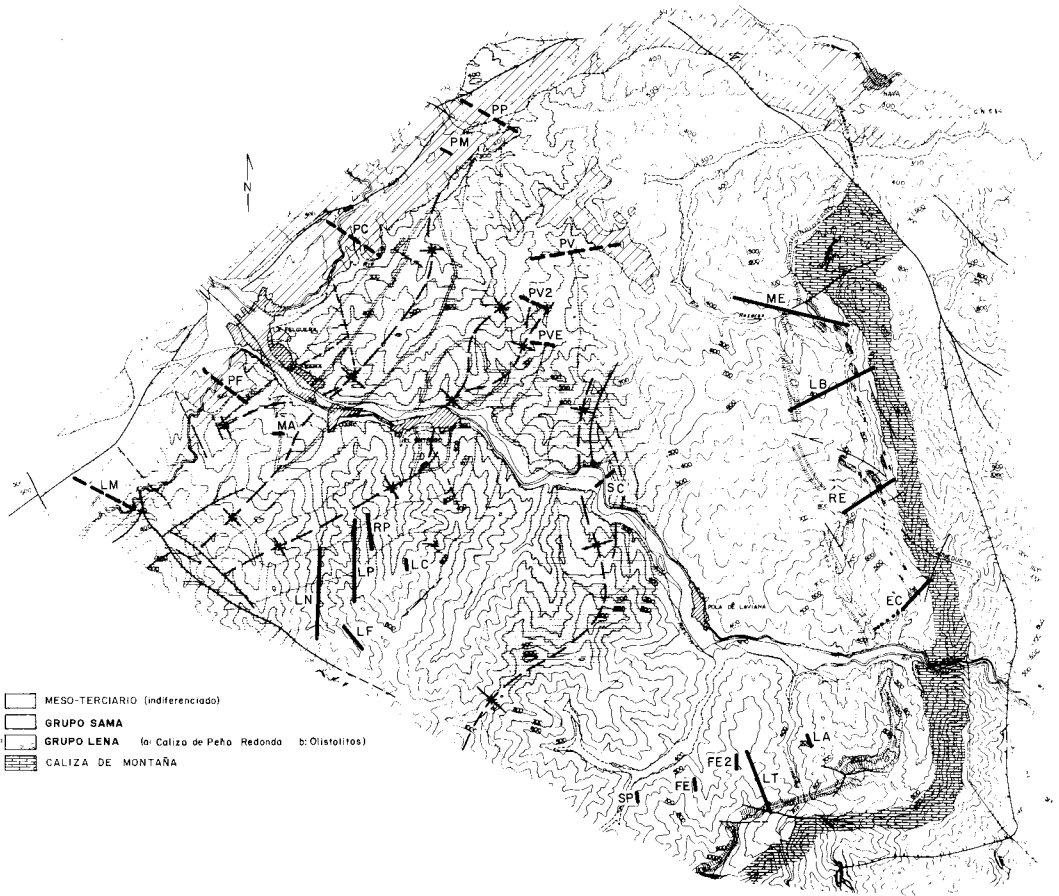


Fig. 7.— Esquema cartográfico del Sector del Nalón, presentando la situación de las columnas estudiadas; en línea continua las columnas de superficie, a trazos las columnas realizadas en minas subterráneas.

Entre ellos se intercala un conjunto de sedimentos (intervalo 1A) de espesor variable formado por limolitas y lutitas oscuras con menor proporción de areniscas cuarcíticas que engloban olistolitos y conglomerados calcáreos. Los olistolitos se pueden asimilar cartográficamente a un solo nivel, aunque es difícil precisar este extremo; la datación de sus clastos se realizó gracias a la presencia de foraminíferos (géneros *Eofusulina* y *Profusulinella*) con características propias de especies del Bashkiriense Superior, siempre superiores a los más altos encontrados en la Formación Valdeteja (E. Villa, com. pers), lo que nos indicaría que la sedimentación detrítica, al menos a partir de los olistolitos mencionados, es posterior a la formación men-

cionada, quedando aún imprecisa la edad de los términos inferiores a ellos.

La Caliza de Peña Redonda consiste en un conjunto de estratos calcáreos con intercalaciones detríticas, en la que se han apreciado dolomías recrystalizadas y niveles brechificados que las diferencian del resto de las calizas que se encuentran a su techo. Representa un buen horizonte cartográfico regional, con importantes variaciones de espesor, siendo el máximo registrado de 100 metros en el corte de La Baluga (LB). Esta caliza ha sido datada en la serie de Los Tornos (Leyva *et al.*, 1985) y en La Castañal, al Norte de Melendreras (Villa, 1988), como Bashkiriense-Vereyense. Desde la Caliza de Peña Redonda se encuentra el inter-

valo **1B**, en el que existe una alternancia de lutitas, limolitas, areniscas y calizas representadas en dos series distantes unos 7 Km (Melendreras, con 800 m de espesor, y Los Tornos, con 760 m). Debido a la homogeneidad de las facies, la correlación entre las mismas se ha establecido atendiendo principalmente a criterios geométricos y parece corresponder a una alternancia de detríticos y carbonatos que a lo largo del tiempo se realizaría de manera uniforme en toda el área. Estos carbonatos presentan una identidad de facies hasta distancias mínimas de 5 Km, aunque pueden reconocerse hasta más de 15 Km y están formados por varias acumulaciones bioclásticas y mounds de algas. La última de estas calizas solamente ha sido datada en Los Tornos (Leyva *et al.*, 1985), y representaría el límite Vereyense-Kashiriense.

Para la correlación de la parte superior (intervalo **2**) se tienen en cuenta: un nivel de tonstein, capas de carbón, niveles calcáreos y algunos sedimentos detríticos gruesos, cuyo signifi-

cado se comenta a continuación. El único tonstein que se ha identificado en esta cuenca se sitúa dentro de la Capa Lozanita (localmente denominada también Carbonero Agapita, 2ª Fallona, Capa 24, Rajola, etc.) que constituye un buen nivel de correlación cronoestratigráfico. Para la correlación se han usado solamente algunas capas y grupos de capas de carbón mejor definidas por su posición estratigráfica y por la continuidad en su explotación. Estas capas tienen un espesor menor de dos metros, lo cual supone una permanencia del ambiente durante 12.000 a 18.000 años para las capas más anchas (Fisk, 1960; Teichmüller y Teichmüller, 1982), lo que les confiere también un gran sentido cronoestratigráfico (Nemec, 1988). Los niveles calcáreos están formados fundamentalmente por facies autóctonas (facies s), que se pueden correlacionar en gran parte de la cuenca, aunque existen otros calcáreo-detríticos, bioclásticos o fosilíferos que se correlacionan bien en áreas relativamente próximas, pero presentan

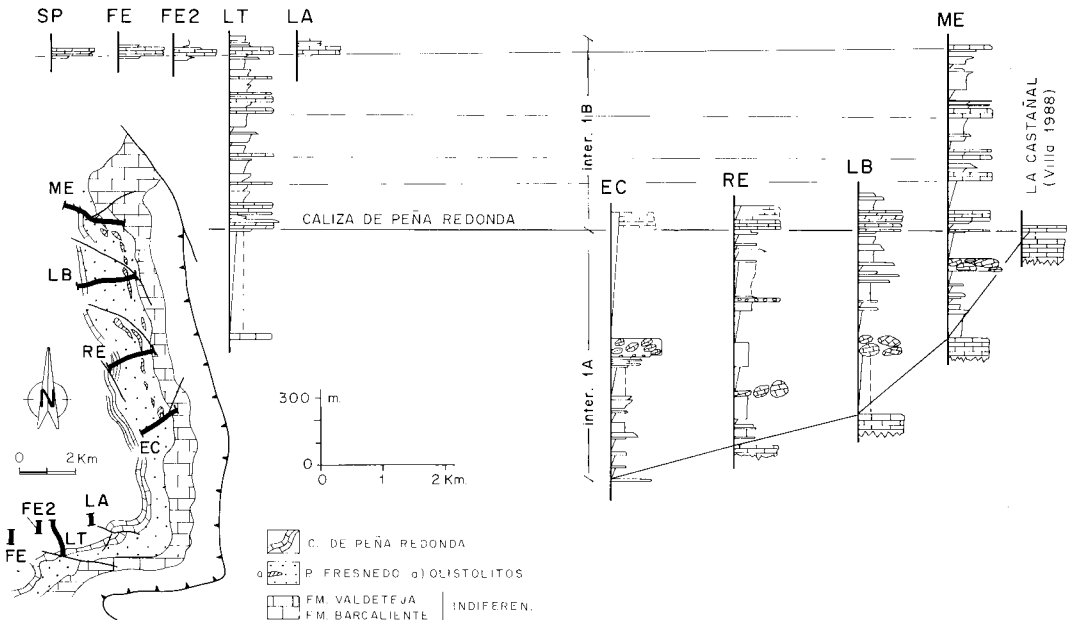


Fig. 8.- Esquema de correlación de las series estratigráficas que se encuentran al Este de la Cuenca Carbonífera Central (intervalos **1A** y **1B**) y situación de las series. Se ha tomado como nivel de referencia al base de las Calizas de Peña Redonda.

gran variabilidad de composición y posición estratigráfica en el conjunto de la cuenca. Los niveles detríticos gruesos forman litosomas extensos bien reconocidos como las capas de Areniscas de Generalas y La Voz y los conglomerados de la Primera y Segunda Pudingas, cuyas variaciones laterales fueron ya expuestas por Agueda *et al.* (1986-87) y Fernández *et al.* (1988); como se ha mencionado antes, se encuentran otros conglomerados en términos inferiores de la serie, pero su presencia es muy local.

Con estos elementos, se ha construido un esquema tridimensional en el que se ha usado el plano de la capa de carbón Lozanita con su tonstein como nivel de referencia (Fig. 9), corregido palinspásticamente y representado en una proyección isométrica; en él se ha destacado la posición de los elementos de correlación principales, resultando muy problemática la identificación de las numerosas capas de carbón contenidas entre La Voz y Lozanita debido a su variabilidad lateral y homogeneidad en la estratigrafía. En este esquema se aprecia en general una buena correlación entre las distintas secciones. Las capas de caliza presentes en la base (series LN, LF) y en el techo (series PV, PV2, PVE) disminuyen en espesor y desaparecen hacia el Oeste y Suroeste, mientras los conglomerados silíceos desaparecen hacia el Este y el Norte, hacia donde se correlacionan con capas de areniscas. También existe una clara disminución del espesor de las secciones hacia el Este y el Norte, lo que significa la existencia de una subsidencia diferencial entre las diversas partes de esta cuenca, dado que tanto en la base como en el techo se pueden correlacionar capas de carbón, que indicarían una paleobatimetría muy aproximada.

Para cuantificar estas diferencias de espesor según el método de Nemeč (1988), la sucesión de referencia (LN-LP, Fig. 10) se ha compuesto por la suma de las secciones de La Nueva (LN) y Pampiedra (LP), muy cercanas entre sí, con un intervalo común de unos 600 m, en el que existen buenos niveles de correlación; juntas

abarcaban 2.450 metros de sedimentos y comprenden todos los niveles guía comparables con las restantes series; la diferencia de subsidencia entre las dos es cercana al 4%, que es el límite de la precisión del método a la escala en que se está aplicando. Entre la Arenisca de La Voz (AV) y el tonstein Lozanita (T) existen problemas para el análisis debido sobre todo a la gran cantidad de capas de carbón explotadas con importantes zonas no visibles o hundidas en superficie, por lo que se han realizado otras comparaciones tomando como sección principal la del Pozo Candín (PC, Fig. 11).

Los sedimentos del Grupo Lena por debajo de las Areniscas de Generalas se encuentran solamente en las secciones de referencia (LM+LP) y La Martinada (LM), que se comparan en la Fig. 10a, mientras la sucesión al techo de estas areniscas está mejor representada en el resto de las secciones. En estas gráficas se puede observar que la correlación, formada por líneas quebradas, presenta cambios de pendiente coincidentes en posición en todas las series, permitiéndonos diferenciar cuatro intervalos: **A.**— sedimentos inferiores a la Primera Pudinga (**1ª P**); **B.**— desde ésta hasta las Areniscas de La Voz (**AV**); **C.**— entre las Areniscas de La Voz y el Tonstein Lozanita (**TL**) y **D.**— los sedimentos al techo del Tonstein Lozanita. En varias de las gráficas se producen desplazamientos en las líneas de correlación (representados por líneas de trazos), que representan falta de sedimentos en una de las series respecto de la otra, y se pueden atribuir a accidentes tectónicos post sedimentarios.

Los esquemas de subsidencia diferencial obtenidos a partir de las pendientes de correlación se muestran en la Fig. 12, en la que los planos horizontales tienen sus ejes de ordenadas expresados en miles de metros de distancia palinspástica; en cada punto se señala el valor de la subsidencia relativa (1,00 para la sección de referencia).

En el intervalo **2A**, las Areniscas de Generalas (**AG**) y la Primera Pudinga (**1ª P**), varían de espesor entre las series, por lo que se

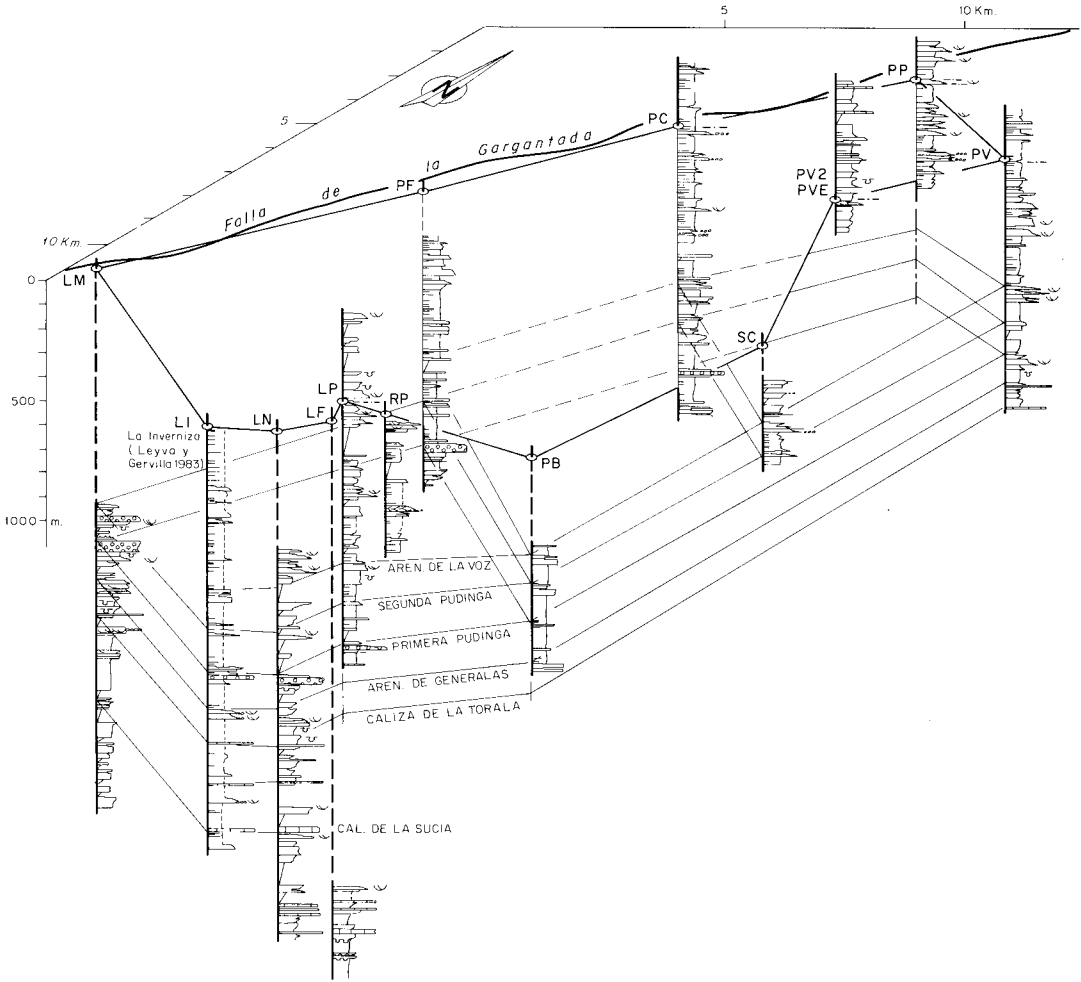


Fig. 9.- Esquema de correlación de las series correspondientes a la parte superior del Grupo Lena y al Grupo Sama (intervalo 2), tomando como plano de referencia la posición del Tonstein Lozanita y la capa de carbón que lo contiene. El plano ha sido reconstruido palinspásticamente, y su proyección es isométrica.

producen sendos desplazamientos en las líneas de correlación, debido a que se trata de depósitos cuneiformes a escala de toda la cuenca, como ya fue puesto de manifiesto por Fernández *et al.* (1988) y Agueda *et al.* (1986-87) en los mapas de isopacas de estas unidades. La pendiente de las líneas de correlación varía entre 1,11 y 0,96, y en el mapa correspondiente la zona más subsidente se encuentra en el Oeste, en donde se encuentran los mayores espesores, siendo el Nordeste la zona más estable (Fig. 12A). En el intervalo 2B, las líneas de correla-

ción presentan pendientes ligeramente diferentes respecto de la etapa anterior (entre 1,19 y 0,65), y la distribución de las curvas de subsidencia de este intervalo indicaría una menor subsidencia hacia el Noreste (Fig. 12B). En el intervalo 2C, la correlación resulta compleja especialmente en su mitad superior debido a la gran abundancia de capas de carbón, muchas de las cuales no han sido explotadas y su identificación resulta problemática; la continuidad que presentan las líneas de correlación en las Figs. 11a y 11c nos hace considerarlo todo él como

homogéneo al no disponer de datos más precisos. En el mapa de subsidencias de la Fig. 12C, se observa una pendiente hacia el Este-Sureste, correspondiente a la zona de menor acumulación de sedimentos. Aunque del último grupo de sedimentos (intervalo 2D) solamente se han correlacionado cuatro secciones, las capas de carbón presentan excelentes niveles de correlación como se puede observar en la Fig. 10 (b, c, d y f). En este intervalo, las pendientes entre

0,72 y 0,41 indican una mayor diferencia de acumulación de sedimentos que en el intervalo anterior, con la zona menos subsidente claramente situada al Nordeste (Fig. 12D).

De este conjunto de gráficas se puede destacar: los litosomas detríticos de grano grueso que forman las Areniscas de Generalas, las Areniscas de La Voz, la Primera Pudinga y la Segunda Pudinga (con sus equivalentes laterales de grano más fino), son prácticamente isó-

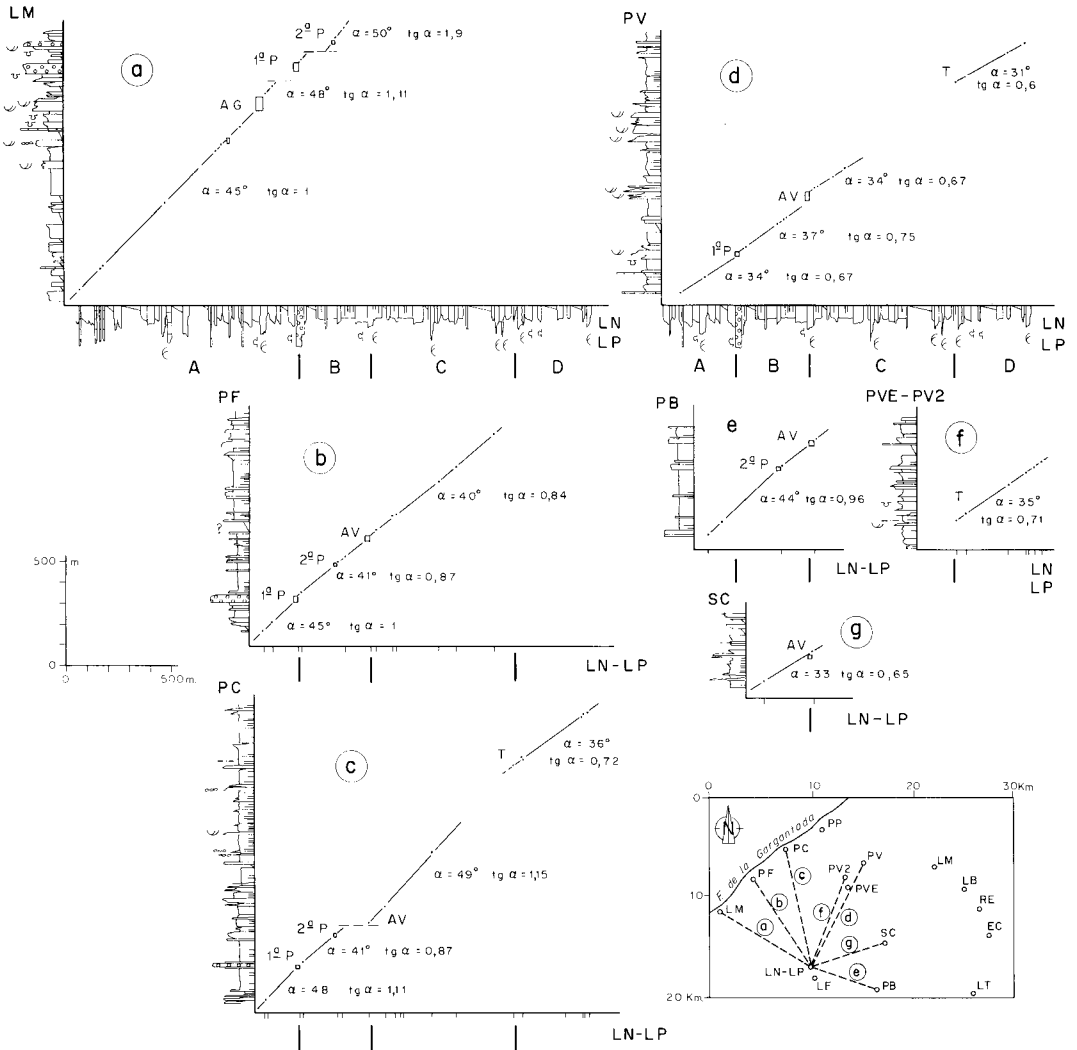


Fig. 10.— Esquema comparativo de los espesores de las series de la parte superior del Grupo Lena y del Grupo Sama (intervalo 2), en el que la sección de referencia está formada por la unión de La Nueva (LN) y Pampiedra (LP). A, B, C y D representan los intervalos diferenciados. El esquema de situación está reconstruido palinspásticamente.

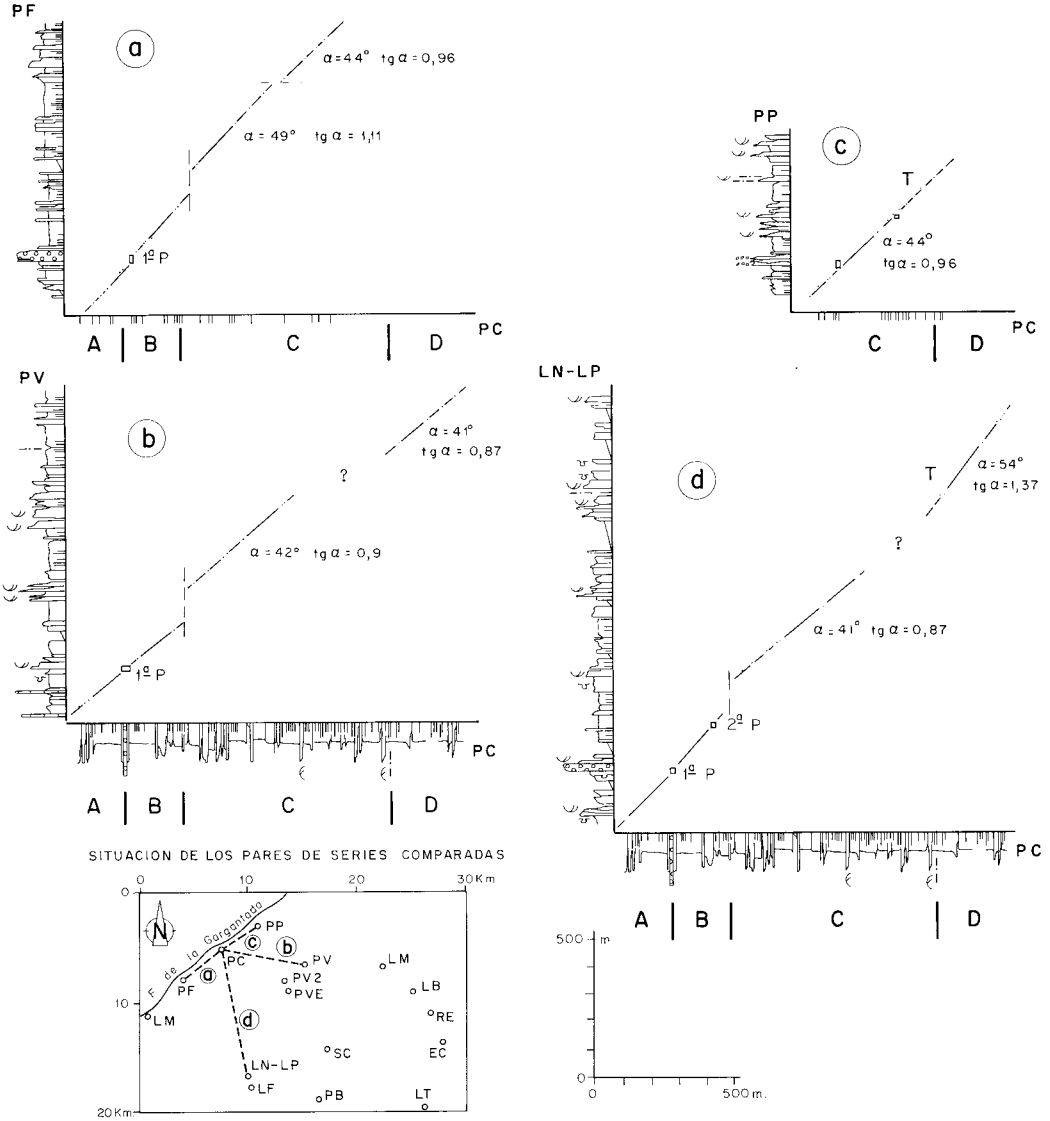


Fig. 11.- Esquema comparativo de los espesores de las series de la parte superior del Grupo Lena y del Grupo Sama (intervalo 2), en el que la serie de referencia es la del Pozo Candín. A, B, C y D representan los intervalos diferenciados. El esquema de situación está reconstruido palinspásticamente.

cronos en todo este sector de la Cuenca. La coincidencia de los cambios de pendiente en todas las curvas indicaría que la subsidencia de la cuenca se produce a la vez en toda el área, y con intensidades diferentes, lo que se traduce en un comportamiento flexural de su fondo; no se han observado dominios con cambios abruptos

que se puedan atribuir a fallas sinsedimentarias en el zócalo como en los ejemplos descritos por Nemec (1988). La escala de trabajo, y algunas indeterminaciones en las correlaciones (principalmente en el intervalo C) no permiten descartar completamente la posibilidad de discontinuidades menores debidas a diferencias de

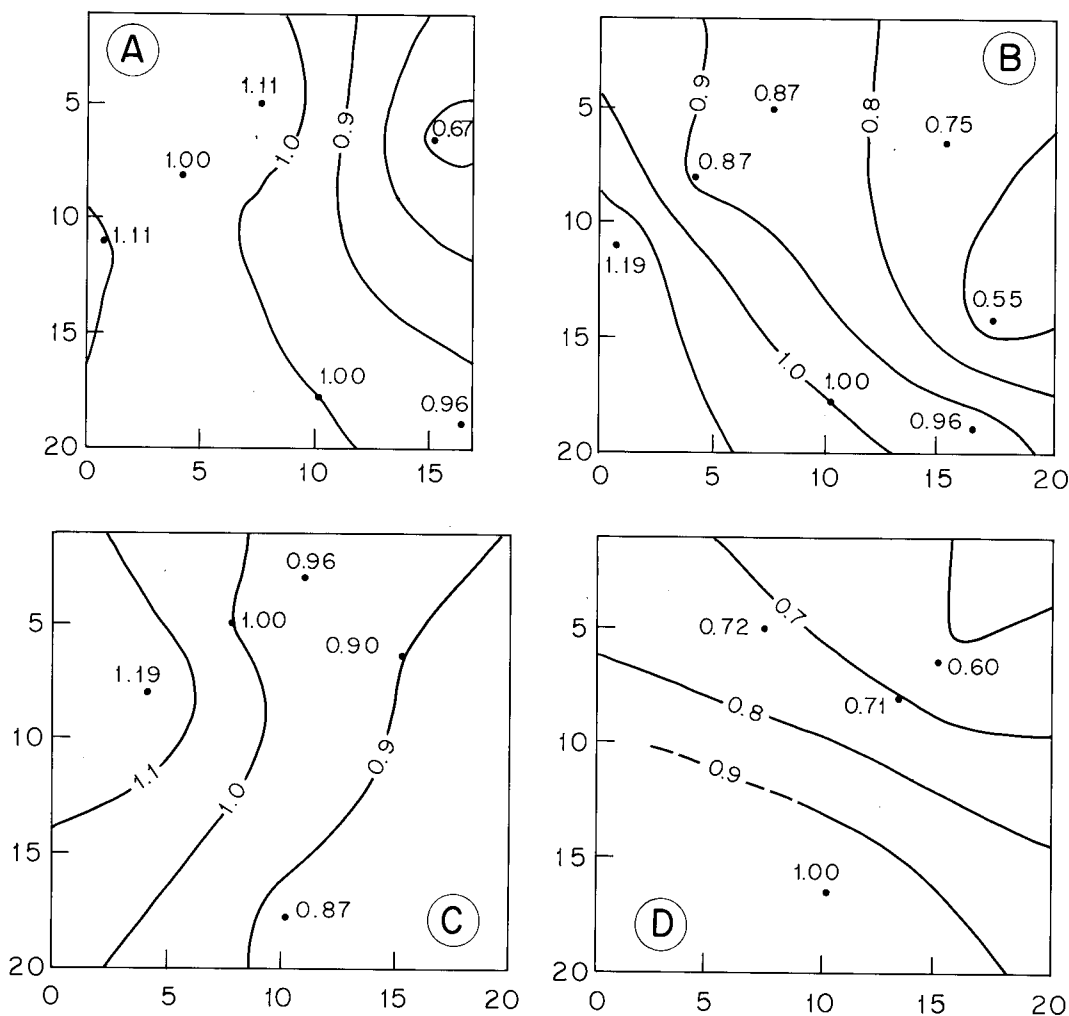


Fig. 12.- A) Mapa de subsidencias del intervalo **2A**, comprendido entre la Caliza de La Torala y la Primera Pudinga. B) Mapa de subsidencias del intervalo **2B**, comprendido entre la Primera Pudinga y las Areniscas de La Voz. C) Mapa de subsidencias del intervalo **2C**, comprendido entre las Areniscas de La Voz y el Tonstein Lozanita. D) Mapa de subsidencias del intervalo **2D**, sobre el Tonstein Lozanita.

compactación. En todo momento, las máximas subsidencias se producen en la zona occidental, con variaciones en la distribución de las curvas y gradientes: los dos primeros intervalos presentan su menor subsidencia situada hacia el Nordeste, con valores de subsidencia relativa del intervalo **2A** (entre 0,67 y 1,11, diferencia de subsidencias 0,44) y del intervalo **2B** (0,65 a 1,19, diferencia 0,54), que indican un aumento en la intensidad de la subsidencia durante la sedimentación; ésta cambia durante el intervalo

2C, el más estable (subsidencias relativas de 0,87 a 1,19, diferencia 0,32) con la zona menos subsidente situada al Sureste. El último intervalo (**2D**), de nuevo indica deformaciones mayores aunque sin llegar a los valores tan altos de las dos primeras (0,6 a 1, diferencia 0,4), y la mínima subsidencia está de nuevo al Nordeste.

Estos valores indican que el máximo gradiente de subsidencia del fondo de la cuenca coincide con los momentos de aparición del tamaño máximo de grano tanto en el intervalo **2B**

(Primera y Segunda Pudingas y Areniscas de la Voz) como en el intervalo **2D** (en el que se sedimentan conglomerados calcáreos) asociado a facies distales de abanicos aluviales, y estaría controlado por movimientos tectónicos marginales que condicionan su intensidad. Durante el intervalo **2C**, con menos diferencias en la subsidencia, se produce la mayor abundancia de capas de carbón y sedimentos finos asociados a facies de plataforma deltaica.

FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES

Se han diferenciado un total de 23 facies descriptivas agrupadas en 7 asociaciones de facies cuya clasificación corresponde a los criterios apuntados por Walker (1984) y Lindholm (1987), mas un tonstein que se considera aparte de estas asociaciones. Sus principales características se esquetmatizan en la

Tabla II y son descritas e interpretadas a continuación.

FACIES PROXIMALES Y MEDIAS DE ABANICOS ALUVIALES COSTEROS

Asociación 1: Barras y canales conglomeráticos

Esta asociación se encuentra representada, en la zona estudiada, por los conglomerados silíceos de la Primera y Segunda Pudingas (series de La Martinada, La Nueva, Río de La Nueva, Pampiedra y Las Cubas) y sedimentos inferiores a ellas (serie de La Martinada), y por los conglomerados calcáreos que se intercalan en la parte alta del Grupo Sama, siempre por encima del Tonstein Lozanita. Esta asociación de facies alcanza considerable espesor en las formaciones Conglomerados de Mieres y Conglomerados de Olloniego en el Sector de

TABLE II - FACIES

	TAMAÑO DE GRANO Y COMPOSICIÓN (*)	TEXTURA Y ESTRUCTURAS (*)	INTERPRETACIÓN
Asociación 1- Barras y canales conglomeráticos			
a	Cantos y bloques silíceos Matriz litarenita media a gruesa	Clast-supported, bimodales (polimodales); sin ordenación, paralelos (intercalados) Estratos tabulares, en ruña	Barras difusas - flujos en masa
b	Cantos silíceos Matriz litarenita media a gruesa	Clast-supported, bimodales y grandocrecientes (basales); Cantos paralelos (lebrizados) Estratos lenticulares; (estratificación cruzada en surco y paralela; bases erosivas)	Canales conglomeráticos, efímeros
c	Cantos silíceos Matriz litarenita media a gruesa	Clast-supported; bimodales; imbricaciones; grandocrecientes	Barras, al frente y laterales a barras principales
d	Cantos y gravas calcáreas Cemento calcáreo (litarenita)	(Clast-supported, orientados, imbricados (sin ordenación); grandocrecientes Esmudales; bases erosivas; "lags" basales; matriz esrosa	Canales de baja sinuosidad
e	Gravas y arenas calcáreas	Gravas flotantes, arenas con granoselección; polimodales	Canales menores
Asociación 2- Barras y canales someros de llanura aluvial (Braidplains)			
f	Litarenitas, Cantos dispersos (Clastos intraformacionales)	Cantos imbricados, laminación horizontal (surcos) (erosión planar); bases planas (lags)	Sheets no confinadas
g	Litarenita fina a gruesa	Estratificación cruzada en surco a mediana escala; láminas tangenciales Bases poco curvadas; lags	Canales someros de baja sinuosidad
Asociación 3- Plataforma deltaica			
h	Litarenita grano grueso-fino	Estratos lenticulares; grandocrecientes; bases erosivas; "lags"; estratificación cruzada en surco; acreción lateral; aislados o no	Canales meandriformes
i	Litarenitas y limolitas	Capas gradadas; oncolitos grano y estratificación; laminaciones paralelas y de ripple de corriente (ripples de alaje); perforaciones de raíces (bioturbación)	Desbordamientos de canales; roturas de diques
j	Lutitas y limolitas (litarenitas)	Capas discontinuas; ripples de corriente y de oleaje; laminación flaser; bioturbación, bioclastos (raíces)	Bahías interdistributarios
k	Liras, lutitas, litarenitas muy finas, arcillas grises	Laminación paralela; ripples, wrinkle ripples; Bandas de siderita; fósiles "in situ"; bioturbación por raíces (excavaciones); secuencias grandocrecientes; arcillas plásticas	Llanura de inundación con influencia de agua dulce
l	Bastos vegetales; vitrinita, exinita, inertinita	Hojas laminadas; clareo, curcno (fusos, vitreos); alternancia con lirras y arcillas frecuentes	Capas de carbón en las marismas o en la parte protegida de las barras; "bires"

* Fuera paréntesis, caracteres menos frecuentes

Tabla II.- Facies y asociaciones de facies.

TABLE II - FACIES (CONTINUACION)

Asociación 4- Frente delatón			
m	Litarenitas finas a gruesas	Estratificación cruzada en surco, cruzada plana* y sigmoides; [segurriples]; secuencias grano- y estratocrecientes; cantos ordenados extra- e intrafor- macionales	Barras proximales de distributarios
n	Litarenitas finas y limolitas	Capas gradadas; laminaciones. Bases netas y gradadas; ripples; hummocks; pillows	Barras distales de distributarios
o	Casolitas muy finas a finas (granos de carbón)	Capas gradadas; ripples de oleaje; secuencias grano- y estratocrecientes. Estratificación cruzada en surco, megaripples (lags bioclásticos) [techos bioclásticos y coloniza- dos]	Barras originadas por el lavado y redistribu- ción de terrígenos procedentes de los del- tas
Asociación 5- Prodelta y plataforma terrígena			
p	Fangos y arenas con cemento carbonatado	Laminación paralela; ripples; materia orgánica (pirita); fósiles marinos enteros	Plataforma terrígena restringida con aportes detríticos finos desde los distributarios
q	Lutitas, limolitas (litarenitas finas)	color oscuro; laminaciones finas; (ripples)	Plataforma abierta en rampa
Asociación 6- Plataforma carbonatada			
r	Biorlastos, oolitas, intraclastos	Pack-, wacke- (grainstone); secuencias; estratificación cruzada; bases erosivas con lags bioclásticos	Barras y canales bioclásticos
s	Calizas	Wacke- y packstone; bindstone and baffinstone de algas (corales). Pisolitos; grietas de desecación	Calizas biocostruidas
Asociación 7-			
t	Lutitas y limolitas	Laminaciones; lentos arenosas (lentos bioclásticos); colores oscuros; pirita; secuencias granoderecientes	Desarriajón
u	Brechas calcáreas	Bases netas erosivas. Capas tabulares a lentilulares. Secuencias estrato- y granoderec- rientes; [mud-supported]; capas masivas (granocrecientes)	Destrucción y resedimentación de plataforma carbonatada
v	Litarenitas de grano medio, lutitas	Capas gradadas. Secuencias de Bouma Ia-Ig. Estratificación cruzada en surco tendida. Secuencias estratocrecientes. Ripples de oscilación	Turbiditas proximales
x	Distolitos calcáreos, bloques, cantos, lutitas	Bloques individuales de hasta 2,000,000 Tn. Forman unolistrota. Deformación de lutitas en la base. Capas de bloques desordenados, bloques mayores flotantes. Intrusión de lutitas entre los bloques	Megaturbiditas
Otros			
	Coalinita	Granos de coalinita gradados. Perforaciones de raíces. Dentro de capa de carbón	Tonstein

* Entre paréntesis, caracteres menos frecuentes

Olloniego. Dentro de esta asociación se pueden diferenciar cinco facies:

Facies a.- Es la más generalizada dentro de esta asociación. Está formada por conglomerados oligomíticos de cantos silíceos, fundamentalmente cuarcíticos, bien redondeados, con tamaño normalmente superior a 4 cm (*pebble* y *cobble*), siendo frecuentes los bloques de 40 a 50 cm de eje mayor (Fig. 13). Forman depósitos en general bien calibrados, bimodales y esporádicamente polimodales, con matriz escasa de litarenitas de grano medio. El armazón está soportado por los cantos (*clast-supported*), presentando un contacto entre los mismos de los tipos largo, puntual y largo-puntual, con señales de solución-precipitación. Los cantos de mayor tamaño presentan sus ejes mayores preferentemente paralelos a la estratificación y ocasionalmente en

posición vertical, entre cantos menores aparentemente no ordenados, cantos discoidales imbricados o, más raramente, con imbricaciones de tipo a(t)b(i) y a(p)a(i). Los estratos son tabulares o en cuña, normalmente menores de 1 m. de espesor, con la base neta plana, localmente erosiva y techos planos. Pueden amalgamarse formando acumulaciones de hasta 25 m de espesor (Fig. 14), que presentan ordenaciones granocrecientes, granodecrecientes o ambas, asociados en ocasiones a la facies b. Se encuentran sobre lutitas bioturbadas (facies j) y más frecuentemente sobre areniscas de la asociación 2. Al techo pasan a areniscas de la asociación 2, con abundantes perforaciones de raíces que frecuentemente alcanzan a los conglomerados; estas areniscas presentan en el contacto con los mismos un nivel de transición formado por cantos con matriz muy abundante.

Facies **b.**— Son facies ocasionales formadas por gravas y cantos silíceos, con características de textura y de composición semejantes a la facies **a.** Forman estratos lenticulares de hasta 1 m de espesor con bases cóncavas y techos planos. Se presentan masivas, o gradadas con disminución del tamaño de los cantos hacia el techo y estratificación cruzada en surco de bajo ángulo o paralela; se intercan entre la facies **a** o formando cuerpos aislados entre las areniscas de la asociación 2 en la base de los litosomas conglomeráticos.

Facies **c.**— Como la anterior, es un tipo de facies poco común. Está formada por cantos silíceos en capas lenticulares menores de 50 cm de espesor, de poca extensión lateral, con bases cóncavas y techos convexos. Presentan imbricaciones a(t)b(i) y gradaciones, más comúnmente con aumento de tamaño hacia el techo. Estos depósitos se localizan intercalados con lentes de areniscas a muro de las facies **a** y **b**, y más raramente al techo de las mismas.

Facies **d.**— Están formadas por conglomerados calcáreos, con cantos dispersos de naturaleza silícea en muy pequeña cantidad. Reconocimientos al microscopio o en muestra de mano permiten identificarlos como derivados de sedimentos carboníferos, tanto a la Caliza de Montaña como de calizas westfalienses superiores a ella, siendo menos abundantes los de procedencia devónica. El tamaño medio de los cantos es de 40 mm, pudiendo llegar a 20 cm de diámetro mayor, con esfericidad y redondeamientos moderados a buenos. Texturalmente son bimodales, ocasionalmente polimodales, con un alto grado de empaquetamiento de los granos, y pueden estar orientados paralelamente a la estratificación, imbricados, o más raramente sin orientación preferente. La matriz es escasa y está formada por litarrenita o sublitarrenita mal calibrada, con gran abundancia de granos calcáreos y fósiles. Existe también cemento calcáreo, normalmente calcita y localmente siderita. Están estratificados en capas entre 15 cm y 1,5 m, granulométricamente homogéneas o granodecrecientes

con bases netas erosivas, planas a ligeramente cóncavas y en algunos casos claramente curvadas; presentan *lags* basales con cantos angulosos de lutitas deformados por la compactación posterior. Forman secuencias mayores grano y estratodecrecientes pasando al techo a areniscas con estratificaciones cruzadas en surco (facies **g**), entre las que se intercalan lentes conglomeráticas de base curvada y techo aplanado de escaso espesor (10 a 40 cm), finalizando en limolitas con perforaciones de raíces y capas de carbón. Aparecen en afloramientos dispersos con formas lenticulares lateralmente discontinuas, y espesores que pueden llegar a los 30 metros.

Facies **e.**— Son depósitos calcáreos polimodales de arena gruesa a grava fina con cantos flotantes, en capas de 15 a 20 cm (*¿tabulares?*), desarrollando secuencias granodecrecientes. Aparecen intercaladas entre la facies **d** al techo de las secuencias (Series de La Matona y Pozo Mosquitera).

Tanto las estructuras como las texturas de esta asociación de facies indican un medio de alta energía, y se ha interpretado como perteneciente a las partes más proximales de abanicos aluviales costeros, en los que cada una de estas facies representa condiciones diferentes de depósito. Su posición estratigráfica, y su asociación con otras facies de agua dulce o con influencia marina (lutitas y areniscas de plataforma deltaica, lutitas de relleno de bahías interdistributarios) y capas de carbón en el techo, indican que estos medios progradan sobre ambientes someros, desarrollando cuñas clásticas que avanzan en dirección Sureste (ver mapa de isopacas de Primera y Segunda Pudingas, Fig. 5, y paleocorrientes en Fig. 15), hacia donde también son más finas (Fig. 14). En su conjunto, están formadas por facies semejantes al grupo **G** de Miall (1977 a, b), con las facies **Gt** y **Gm** como más frecuentes. La escasa matriz arenosa entre los cantos, y la asociación de estas facies con areniscas, indica una corriente capaz de lavar aquélla, que es depositada algo más adelante.

La facies **a** se asocia a barras longitudinales en sistemas distributarios trenzados proximales y a flujos en masa canalizados (Boothroyd y Ashley, 1975; Rust, 1978); se desarrollaron dentro de canales anchos y poco profundos, que se rellenan en los períodos de crecida por la coalescencia vertical y lateral de las barras, con secuencias poco desarrolladas debido a la variabilidad de las descargas (Cant, 1982). En su mayor parte, los conglomerados han sido depositados en un flujo rápido con acumulación y enterramiento rápidos también. En los casos de láminas de alta concentración, se pueden producir, en la etapa *plane bed*, imbricaciones de cantos con el eje **a** paralelo a la corriente (tipo a(p)a(i), Allen, 1982); las etapas turbulentas finales podrían producir la ordenación de los cantos del fondo con ejes **a** paralelos o su vuelco al pivotar, colocándose a(p)a(i) (Gupta *et al.*, 1987). La ordenación a(t)b(i) se debería al ordenamiento de los cantos durante su transporte por rotación como carga de fondo (Walker, 1975) en etapas más tranquilas. Las arenas con estratificaciones cruzadas al techo de estas facies se depositarían en una segunda etapa, al disminuir el flujo, infiltrándose entre las gravas inferiores.

La facies **b** representaría el relleno de surcos, erosionados sobre las areniscas distales de la asociación 2 durante etapas de crecida, al disminuir la capacidad de transporte de los cantos por la propia estructura de dispersión de corrientes del sistema de distributarios; en las zonas distales del sistema se sedimentan principalmente las areniscas con canales aislados más escasos, que se rellenan rápidamente (Buck, 1979, Nemeč y Steel, 1984). La facies **c** se interpreta como la prolongación aguas abajo de las barras longitudinales (facies **a**). Se produciría en concavidades de poca profundidad sobre fondos arenosos del frente de la barra principal o lateralmente a ella, y pueden representar núcleos incipientes de las mismas (Leopold y Wolman, 1957).

La facies **d** ha sido interpretada como el relleno de canales de baja sinuosidad formados

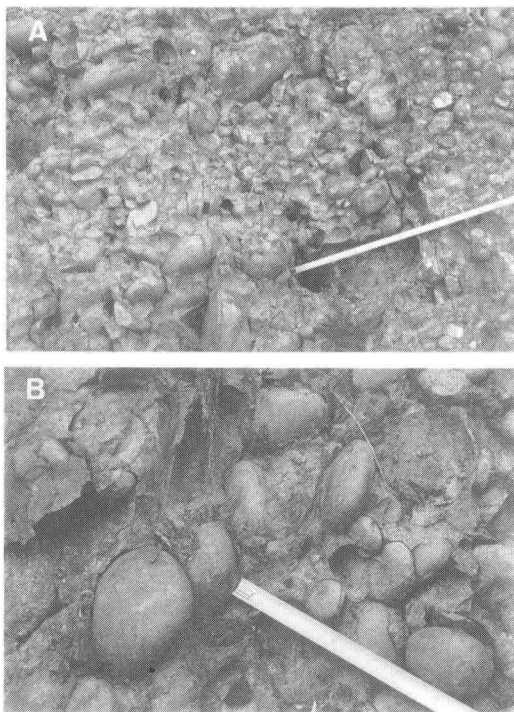


Fig. 13.- A) Facies **a**: Aspecto de los conglomerados en la serie de Pampiedra. Los cantos presentan una textura desordenada, excepto algunos, de tamaño mayor, alineados paralelamente a la estratificación, y cantos verticales. La escala tiene 50 cm de longitud. B) Serie del Río de La Nueva. Cantos imbricados en la parte superior de una secuencia, en donde es más abundante la matriz arenosa, con raíces entre los cantos. Escala 20 cm.

por corrientes de gran capacidad de transporte, procedentes de un área de relieve joven y cercana dada su poca madurez mineralógica. La existencia generalizada de fábricas bimodales indica una selección en el transporte, y la matriz arenosa es depositada en los intersticios entre los cantos en las etapas más tranquilas relleno parcialmente los poros (Fig. 16). Dado el tipo de evolución vertical que presentan estos depósitos, corresponderían a un material que fue transportado como carga de fondo en flujos turbulentos, dando lugar a acumulaciones canalizadas, producidas por un desarrollo y relleno rápidos de canales con escasa migración lateral. La facies **e** está relacionada con los conglome-

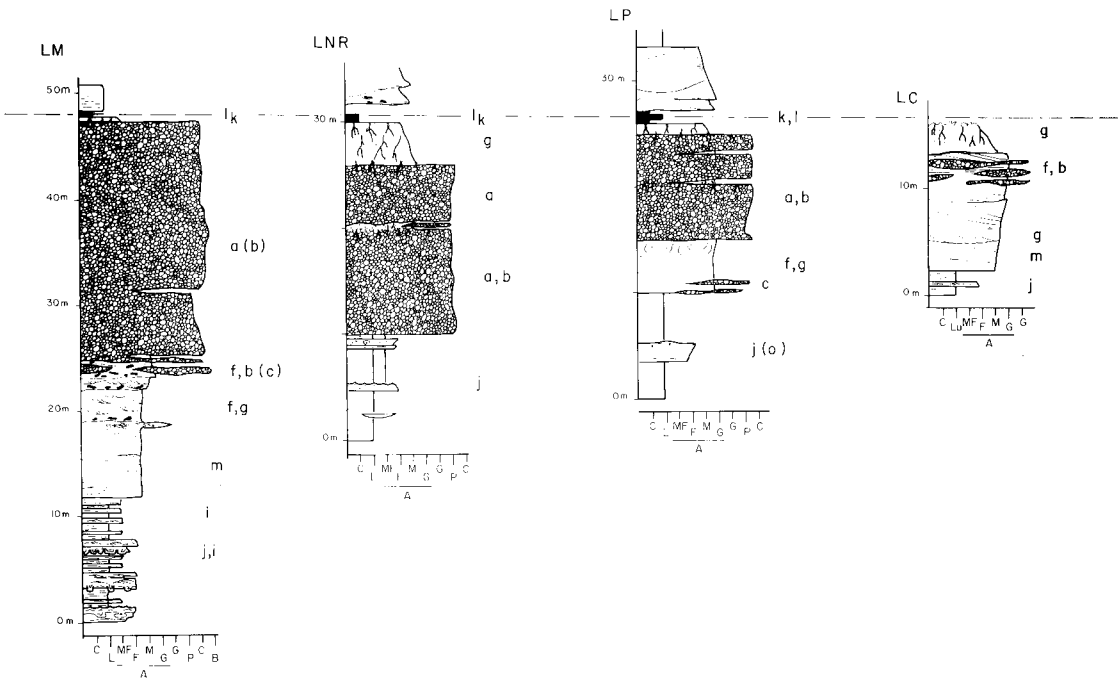


Fig. 14.- Correlación de las series con conglomerados pertenecientes a la Primera Pudinga ordenados de Oeste a Este, hacia donde presentan menores espesores. Las letras corresponden a las facies descritas en el texto; entre paréntesis, las facies menos frecuentes. Distancia horizontal sin escala.

rados anteriores (**d**) y probablemente representan el relleno de pequeños canales desarrollados sobre ellos en los momentos de menor descarga, cuando es menor la capacidad de transporte del medio.

El mayor espesor de conglomerados que aparecen en las áreas más al occidente (Fig. 14), con sucesivas acumulaciones sobre superficies erosivas, indicaría la activación repetida de canales sobre la superficie de un depósito progradante. La coexistencia de secuencias granocrecientes y granodecipientes, así como su variabilidad lateral, estaría explicada por una migración de las barras, tanto de sus núcleos conglomeráticos como las zonas laterales y de cola con grano más fino. La aparición de perforaciones de raíces al techo de las secuencias, indicaría períodos de tranquilidad entre las etapas de progradación, formándose una capa de carbón cuando el sistema es abandonado. En las facies silíceas (**a**, **b** y **c**), los cantos son muy evolucionados textural y mineralógicamente en contraste con su matriz arenosa, lo que ya fue interpre-

tado como el resultado de un origen policíclico de estos sedimentos (Salvador, 1977; Agueda *et al.*, 1986-87; Fernández *et al.*, 1988).

Asociación 2: Barras y canales arenosos de la llanura aluvial

Facies **f**.- Son litarenitas de grano medio y grueso, que pueden contener cantos de cuarcita aislados o formando niveles imbricados; presentan laminaciones plano-paralelas e intercalaciones de *sets* de estratificación cruzada en surco y planar a pequeña y mediana escala, con láminas tangenciales en la base (Fig. 14); localmente, pueden aparecer superficies erosivas planas marcadas por acumulaciones de cantos de carbón y lutitas, y estratos con techos convexos de megarripples. Forman acumulaciones con espesores máximos de 15 m que pueden seguirse durante varios kilómetros de extensión sustituyendo generalmente de forma gradual a la facies **a** de conglomerados, tanto en sentido distal como lateral.

Facies **g**.— Son litarenitas de grano fino a grueso, con clasificación moderada, en estratos lenticulares de espesor variable entre 30 cm y 1,5 m, con bases erosivas marcadas por cantos de carbón, fragmentos de lutitas y de areniscas y troncos en ocasiones carbonizados y bien conservados. Cada capa muestra una distribución granodecreciente, estratificación cruzada en surco a mediana escala con láminas tangenciales en la base. Existen, asimismo, intercalaciones menores de la facies laminada (**f**) y ocasionales lentes conglomeráticas (facies **b**). Estas facies forman acumulaciones grano y estratodecrecientes que pueden llegar a 25-30 metros de espesor de areniscas (excepcionalmente 45 m en las Areniscas de Generalas), formándose una cuña que se adelgaza en dirección Sureste (Fig. 5, A y D). Su esquema de paleocorrientes presenta una bipolaridad acentuada cuando se consideran estas facies en su conjunto (Fig. 15B), correspondiendo una de las modas a las Areniscas de Generalas (Fig. 15C) y la otra a posiciones distales de la facies **a** (Fig. 15D).

Esta asociación ha sido interpretada como perteneciente a depósitos de una llanura arenosa aluvial desarrollada en las zonas medias de abanicos aluviales. La facies **f**, con estructuras características de regímenes de flujo alto, corresponde a sedimentos de barras aplanadas que forman un depósito extensivo dominado por corrientes someras de alta velocidad, dentro las cuales se forman barras transversales con laminación cruzada y longitudinales con laminación paralela migrando en el fondo del flujo. Su paso a facies **g** se produce por la progradación y migración lateral de las barras cuando el régimen es ligeramente más bajo, o cuando se forman zonas entre las barras con flujos ligeramente confinados (Todd, 1989); la acumulación de cantos y la formación de superficies erosivas aplanadas, tienen lugar en momentos de máxima descarga de los sistemas *braided*. Las areniscas canalizadas (facies **g**) corresponden a flujos confinados de escasa jerarquización, que forman una red de canales distributa-

rios en la parte media del abanico aluvial. La superposición de sucesivas secuencias de relleno de canal supone una persistencia del ambiente, con canales activos en las etapas de progradación de las llanuras arenosas (Haszeldine y Anderton, 1980).

FACIES DELTAICAS Y DE ABANICO ALUVIAL COSTERO DISTAL

Asociación 3: Facies de la plataforma deltaica

Facies **h**.— Está formada por litarenitas de grano grueso en la base, en secuencias granodecrecientes hasta areniscas muy finas en el techo. Forman acumulaciones de hasta 15 metros de espesor, con la base claramente erosiva y gradando al techo hacia la facies **k** (Fig. 17 A, B). En la mayor parte de los casos existe un grueso *lag* basal formado por cantos subredondeados a angulosos de carbón, lutitas cementadas, areniscas, troncos y grandes bloques deformados que puede llegar a 2 m de espesor. Sobre él, las areniscas se disponen en estratos lenticulares de 30 cm a 3 metros de espesor y presentan estratificación cruzada en surco con láminas fuertemente asintóticas en la base y planar en cuña de escala progresivamente menor hacia el techo, en las que se desarrollan ocasionalmente buenos ejemplos de acreción lateral. Finalmente, asociada a los tamaños de grano más finos existe laminación cruzada de *ripples*, estratificación lenticular y *flaser*, y más raramente *megaripples*. Cuando se presentan sobre facies más finas son comunes las marcas de carga; más frecuentemente están asociadas a la facies **m**.

Facies **i**.— Estas facies están formadas por alternancias de litarenitas de grano muy fino y limolitas con abundantes fragmentos vegetales y micas, en capas tabulares de 1 a 30 cm de espesor y gran extensión lateral. Cada capa aislada constituye una secuencia granodecreciente con la base erosiva plana o ligeramente en surco y estructuras que gradan desde laminaciones cruzadas en surco a pequeña escala, laminación paralela a cruzada de muy bajo ángulo, *ripples*

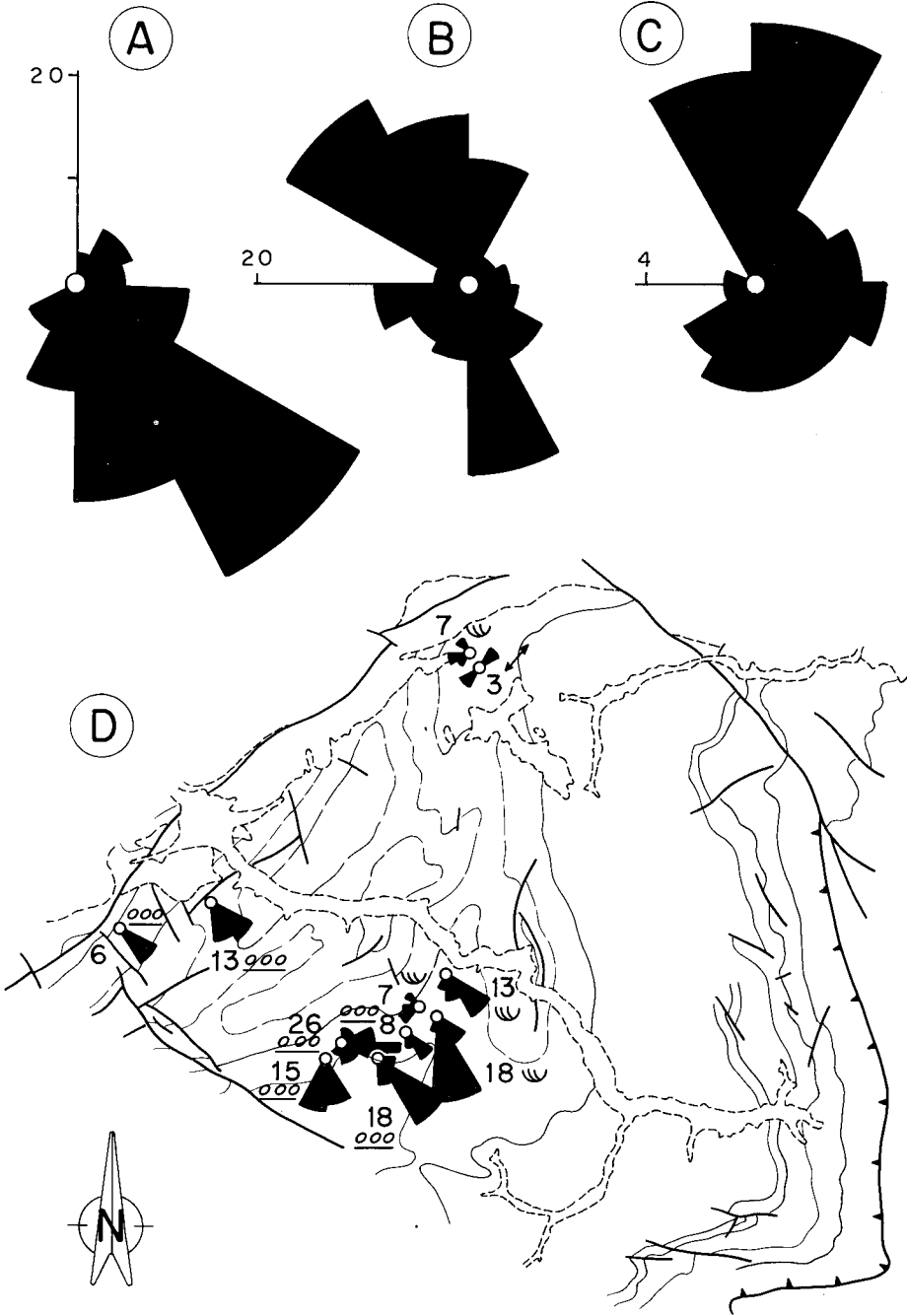


Fig. 15.— A) Paleocorrientes de los conglomerados de la asociación de facies 1. B) Paleocorrientes de las areniscas de la asociación de facies 2. C) Paleocorrientes de las areniscas de la facies g excluidas las que se asocian directamente a las facies de la asociación 1. D) Mapa de paleocorrientes de los conglomerados de la Primera Pudinga (imbricaciones en la facies a y b) y en sus equivalentes distales (láminas cruzadas y lineaciones de partición en las facies f y g).

de corriente, *ripples* de oscilación, laminación paralela ondulada y laminación paralela plana. Forman secuencias estratocrecientes de hasta 6 m. de espesor que hacia el techo presentan un aumento de areniscas y una progresiva disminución de las limolitas; evolucionan desde capas en las que predominan los términos con *ripples*, a capas con secuencias completas o truncadas, limitadas por superficies erosivas con pequeños cantos blandos de lutitas y limolitas, o por finos interestratos lutíticos (Figs. 14, 17 E). En este mismo sentido aparecen ocasionalmente *ripples* de oleaje (Fig. 18), perforaciones de raíces y bioturbaciones. Estos depósitos enlazan en su base con la facies **j** y al techo pueden pasar a facies arenosas canalizadas o no canalizadas (facies **h** y asociación 2).

Facies **j**.— Está formada por alternancias de lutitas y limolitas masivas o laminadas de color gris, entre las que se intercalan litarenitas de grano muy fino con cemento carbonatado, en capas individuales menores de 10 cm de espesor, lateralmente discontinuas, con bases netas, laminaciones paralelas y laminaciones de *ripples* de corriente y de oscilación (Fig. 17 A, D, E); menos frecuentes son capas con espesores de hasta 60 cm, de bases planas o ligeramente en surco y techos convexos netos. Comúnmente están bioturbadas y contienen bioclastos y fauna marina bien conservada de equinodermos, foraminíferos, gasterópodos y lamelibranquios, diseminados o concentrados en niveles. Ocasionalmente se encuentran limolitas bioclásticas con laminaciones onduladas de *ripples* de muy pequeño tamaño (*wrinkle ripples*, Fig 19A), a las que se asocian bioclastos muy finos y braquiópodos de pequeño tamaño (*Strophochonetes sp.*) en posición de vida, con huellas de pedúnculos conservadas (Fig. 19B). Forman secuencias grano y estrato crecientes y decrecientes; presentan abundantes estructuras de *ripples* de corriente y retoque de oleaje, alternando con laminación *flaser*, lenticular y esporádicamente laminación paralela. Entre las lutitas aparecen capas tabulares o lenticulares de limolitas de 1 a 5 cm de espe-

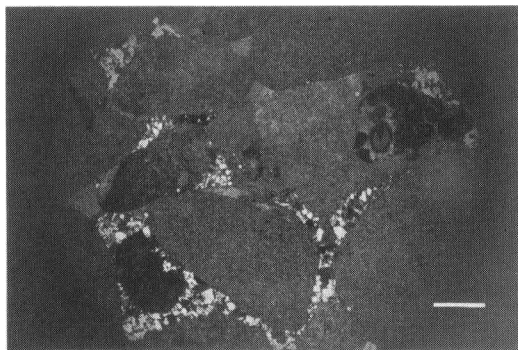


Fig. 16.— Facies **d**: Aspecto al microscopio de los conglomerados calcáreos o «gonfolitas». Serie del Pozo Mosquera. Se pueden observar fósiles en uno de los cantos. Matriz escasa rellenando parcialmente los poros, cemento calcáreo. Longitud de la barra, 1 mm.

sor, con láminas cruzadas y bases y techos netos, o simplemente gradadas, con bases netas o graduales y techos graduales, a las que se asocian bandas y nódulos de siderita ordenados paralelamente a la estratificación. Hacia el techo de las secuencias pueden aparecer perforaciones de raíces. Enlazan gradualmente al techo con la facies **i**, facies de la asociación 4 y más raramente facies **k**; otras veces pasan con un límite neto a facies de las asociaciones 1 y 2 en las series más occidentales, en cuyo caso presentan estructuras almohadilladas de deformación (*pillows*).

Facies **k**.— Son limolitas y lutitas de color gris oscuro, compactas, y arcillas plásticas de color gris claro. Presentan láminas de carbón intercaladas (vitreno) de orden milimétrico, esporas, bioclastos, fragmentos vegetales orientados paralelamente a la estratificación, y abundantes perforaciones de raíces en su parte superior. Los filamentos carbonosos de las raíces están frecuentemente bien conservados, siendo frecuente encontrar rizomas (*Sigillaria*) y pueden estar cubiertos por una costra siderítica. Desarrollan secuencias granodecrecientes con espesores variables entre un centímetro y varios decímetros, superando raramente el metro, con laminaciones de *ripples* en las limolitas, y laminaciones paralelas. En el caso de una litología

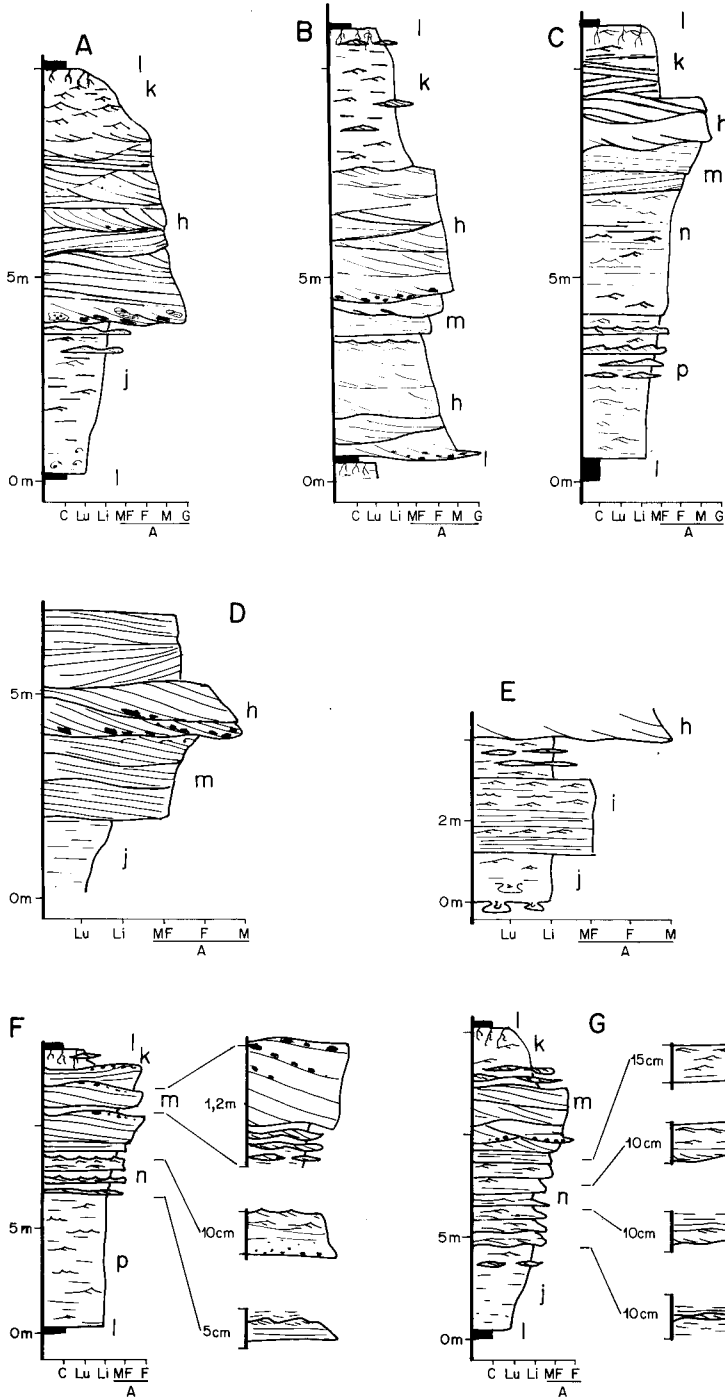


Fig. 17.- A y B) Columnas con facies h de canales distributarios en diferentes asociaciones. C, D y E) Columnas representando algunos ejemplos de diferentes secuencias de progradación deltaica. F y G) Secuencias de barra distal (facies n) y barra proximal (facies m).



Fig. 18.— A) Facies **i**: Serie de Pampiedra. Areniscas con laminaciones paralelas, *ripples* de corriente, y *ripples* de oleaje al techo, con interestratos lutíticos. B) Facies **o**: *Ripples* de oleaje. Serie LF. En ambas, techo a la derecha.

de arcillas plásticas no se reconocen estructuras debido a que la propia plasticidad de las arcillas ha borrado toda traza de la misma, aunque en ocasiones las intercalaciones de láminas carbonosas evidencian una laminación original deformada. Se desarrollan principalmente al techo de las facies detríticas progradantes, tanto de la facies **h** como areniscas y conglomerados de las asociaciones 1 y 2, que frecuentemente presentan abundantes perforaciones o restos de raíces. Su relación con las capas de carbón (facies **I**) es muy alta en todas las series (como indicará el análisis por matrices de Markov), fundamentalmente a su base, aunque se pueden encontrar sobre ellas y formando alternancias entre estas facies y el carbón. En esta posición, al techo de las capas de carbón, se pueden encontrar estas facies con pocas perforaciones de raíces y acumulaciones de esporas y de bioclastos, que fue-

ron citados por Feys *et al.* (1974) identificando ejemplares de los géneros *Antraconauta*, *Antraconaia*, *Estheria*, *Estheriella*, *Carbonita* y *Rizodopsis*, pertenecientes a medios someros con agua dulce; Eagar (1985), estudiando el género *Antraconaia*, encuentra que son fósiles límnicos a hipersalinos, que en la Cuenca Carbonífera Central se desarrollan principalmente como especies oportunistas.

Facies **I**.— Son acumulaciones de fragmentos vegetales de color negro al natural, de raya parda, bandeados, formados fundamentalmente por capas de clareno, menos abundante vitreno y escasos niveles de dureno y fuseno; al microscopio se reconocen componentes que pertenecen a los tres grupos macerales. Forman estratos de espesores entre unos milímetros y decímetros, que se acumulan con intercalaciones de sedimentos muy finos de la facies **k** en pro-

porciones muy variadas formando capas de carbón que pueden llegar excepcionalmente a 3 m de espesor. Ocasionalmente son ricos en sulfuros, que se encuentran dispersos entre el carbón o concentrados al techo de las capas. Las capas de carbón se desarrollan al techo de la facies **k**, y están cubiertas por lutitas (facies **j**, **k**); menos frecuentemente están erosionadas por sedimentos gruesos.

Esta asociación de facies correspondiente a la plataforma deltaica está en ocasiones ligada a las partes más distales de los abanicos aluviales descritos en las asociaciones 1 y 2. Otras veces la relación no es tan evidente, desarrollándose en los momentos en que las descargas son menos importantes o en los momentos en que no existen signos de ellas al menos en los sedimentos que se conservan. La facies **h** ha sido interpretada como resultado del relleno de canales distributarios con cierta sinuosidad a meandriformes, que se localizan en la llanura deltaica (Allen, 1964; Long, 1978; Jackson, 1978). Los bloques deslizados integrados en el *lag* basal proceden de la pared del canal, por derrumbamiento hacia adentro al migrar éste lateralmente o por un aumento en la presión de poro en los momentos de inundación (Coleman, Gagliano y Webb, 1964; Galloway y Hobbdy, 1983). La relación que presenta esta facies con las facies de la asociación 2, refleja un desarrollo de flujos procedentes de la llanura arenosa que pasan distalmente desde un modelo trenzado con varios canales poco profundos, a canales sinuosos, más profundos y estables, condicionados probablemente por una mayor estabilidad y menor pendiente de la plataforma. Su superposición a secuencias estratocrecientes de los depósitos de inundación (facies **i**), indicaría que éstos proceden probablemente del propio canal que terminaría por superarlos en su migración lateral.

La facies **i** es debida a procesos diversos como desbordamientos y migraciones laterales de los canales, migraciones de levees y zonas de crevasses o deltas menores que crecen sobre la plataforma entre los distributarios (facies **j**), ge-



Fig. 19.— Facies **j**: Serie Pampiedra. A) *Wrinkle ripples* en limolitas laminadas. B) Detalle de limolitas con *wrinkle ripples* conservándose braquiópodos (*Strophochonetes*). Escala, 5 mm de longitud.

nerando flujos hiperpicnales (Elliott y Young, 1976; Bowman, 1983; Fielding, 1984). Cada término de estas alternancias forma una capa gradada que se formó por la desaceleración progresiva de flujos tractivos (Haszeldine, 1984; Elliott, 1986) de alta intensidad. La presencia de estas corrientes alterna con períodos de calma en los que predomina una sedimentación por suspensión, acompañada de una regeneración de la actividad de organismos (fauna y flora) que producen la bioturbación. Su litología, presencia de perforaciones de raíces, la relativa escasez de estructuras de oleaje, y su posición en la serie asociada a otras facies proximales en la plataforma, serían los principales criterios para su diagnóstico.

La facies **j** corresponde a sedimentos acumulados en ambientes restringidos entre los distributarios, en los que predomina la sedimenta-

ción a partir de suspensiones, con etapas menos restringidas en las que ésta se encuentra influida por corrientes mareales de poca a moderada energía y oleaje, formándose entonces una plataforma de mareas arenoso-fangosa. Las limolitas con *wrinkle ripples* indicarían un ambiente muy poco profundo (Seilacher, 1982) que puede llegar a ser intermareal (Allen, 1985). Inclusiones de corrientes de mayor intensidad producen acumulaciones de sedimentos transportados por tracción, asociadas a roturas de diques en los momentos excepcionalmente altos de las descargas de los canales distributarios, o a capas de tormenta (Allen, 1982; Aigner y Reineck, 1982). Su asociación a barras (facies o) implicaría un ambiente de aguas someras, sobre las que transgreden ambientes más energéticos del frente deltaico. Se pueden asociar a las facies más proximales de las descargas detríticas, en cuyo caso responderían a un ambiente tranquilo, probablemente estuarino, o bahías interdistributarias poco restringidas.

La facies **k** corresponde a zonas someras que fueron formadas por una sedimentación detrítica procedente de los sistemas distributarios cercanos, en las que a su abandono se instala la vegetación formándose una marisma o pantano. Sobre ella se forman pequeñas áreas ligeramente más hundidas en las que se produce una sedimentación por decantación, con acumulaciones de esporas procedentes de las áreas con vegetación cercanas y desarrollo de fósiles que presentan características de ambientes restringidos con influencia o dominio de agua dulce (Bless, 1971; Eagar, 1985). Cuando su hundimiento es gradual y lento, se forma al techo una capa de carbón, y si supera la capacidad de acumulación de los restos vegetales se produce un aumento progresivo de la sedimentación detrítica y de la colonización faunística al ser invadidos por las facies de la bahía interdistributaria. En otros casos, nuevas descargas de los sistemas distributarios producen su aterramiento y el cese del crecimiento de vegetales. El aspecto satinado que se produce en zonas próximas a las capas de carbón afectadas por una tectónica in-

tensa, es debido a una migración de la materia orgánica depositada en planos de diaclasa.

La facies **l** corresponde a la acumulación de restos vegetales *in situ* en marismas y pantanos (*mires*), sin aportes detríticos externos y bajo condiciones anóxicas reductoras capaces de preservar los restos vegetales. Generalmente un rápido aterramiento y/o subsidencia hace imposible el desarrollo de capas de carbón potentes; las más importantes, que cubren zonas extensas en la Cuenca, son las formadas en la fase pasiva o de abandono de los distributarios en sus áreas más proximales y sobre lóbulos de los abanicos aluviales costeros, que presentan variaciones importantes en su espesor. La presencia de sulfuros está relacionada con acuíferos salinos o salobres que contribuirían al menor desarrollo de la vegetación, o con el carácter transgresivo del recubrimiento al producirse una invasión de las facies de bahía interdistributaria sobre estos depósitos.

Asociación 4: Facies del frente deltaico

Facies **m**.— Están formadas por litarenitas de grano fino a grueso con abundantes granos de carbón, que presentan estratificación cruzada en surco y tabular planar, con láminas tangenciales y sigmoidales; en ocasiones se observan capas con morfología de *megaripples* (Fig. 17 F, G). El espesor de cada capa varía entre 10 cm y 1,3 m, aunque generalmente se sitúa entre 0,25 y 0,50 m. Con frecuencia existe aumento del tamaño del grano hacia el techo a lo largo de cada estrato, desde arenisca fina a areniscas gruesas, con cantos blandos (carbón y lutitas), aislados u ordenados, y restos fósiles; se pueden encontrar cantos silíceos imbricados a lo largo de alguna de las láminas. Forman secuencias grano y estratocrecientes que pueden llegar a los 30 m de espesor, y mostrar en ocasiones estructuras de influencia del oleaje y bioturbaciones en su parte inferior. Estas facies se encuentran directamente sobre la facies de la barra distal (**n**) y están cubiertas por facies canali-

zadas (**h**, **g**), ocasionalmente por facies finas (**k**) con desarrollo de suelos de vegetación.

Facies **n**.— Consiste en secuencias de hasta 30 m de espesor formadas en su base por alternancias de lutitas y limolitas en capas muy finas (Fig. 17 F, G), gradadas y con excavaciones, pasando a capas centimétricas de base neta y techo gradual con laminaciones cruzadas de *ripples* de pequeño tamaño, y abundantes *ripples* de oleaje; más al techo se desarrollan alternancias de areniscas en capas gradadas y limolitas. Intercaladas en los términos basales se pueden encontrar capas canalizadas de areniscas muy finas con poco espesor y gran amplitud, estructuras de carga asociadas a las capas arenosas y deformaciones por deslizamientos. Estas secuencias normalmente se desarrollan gradualmente desde la facies **p** (de prodelta y plataforma) hasta la facies **m**.

Facies **o**.— Son cuarcitas y sublitarenitas bien a moderadamente clasificadas dispuestas en secuencias grano y estratocrecientes con espesores normalmente menores de 15 metros. En la base tienen grano muy fino, forman estratos delgados tabulares alternando con limolitas semejantes a las descritas en la facies **i**, y presentan abundantes *ripples* de oleaje (Fig. 19). Hacia el techo de las secuencias son de grano medio o grueso, en capas lenticulares que pueden llegar a 1 m de espesor, con estratificación cruzada en surco, tabular planar y cruzada planar en cuña muy tendida, *megaripples* y *hummocky* fundidas o amalgamadas al techo, ocasionalmente con láminas sigmoidales marcadas por interláminas fangosas. Sobre las láminas cruzadas pueden aparecer superficies de *ripples* (Fig. 20A y 20C). En la parte superior de estas secuencias se pueden formar acumulaciones grano y estratodecipientes con cantos blandos intraformacionales o bioclásticos de gran tamaño en las bases de los estratos.

Este grupo de facies se desarrolla sobre las lutitas de plataforma abierta o de las bahías interdistributarias (facies **p** y **j**) o asociadas a canales distributarios (**h**); a su techo se forman acumulaciones de fósiles e intraclastos que lle-

gan a formar una caliza arenosa, a techo de la cual aparecen facies de la plataforma carbonatada (facies **r**, **s**), o pueden desarrollarse capas de carbón que en ocasiones presentan espesores importantes. Las facies **m** y **n** se han interpretado como barras de desembocadura desarrolladas frontalmente a los sistemas canalizados principales, dada su posición estratigráfica y su secuencia grano y estratocreciente que puede

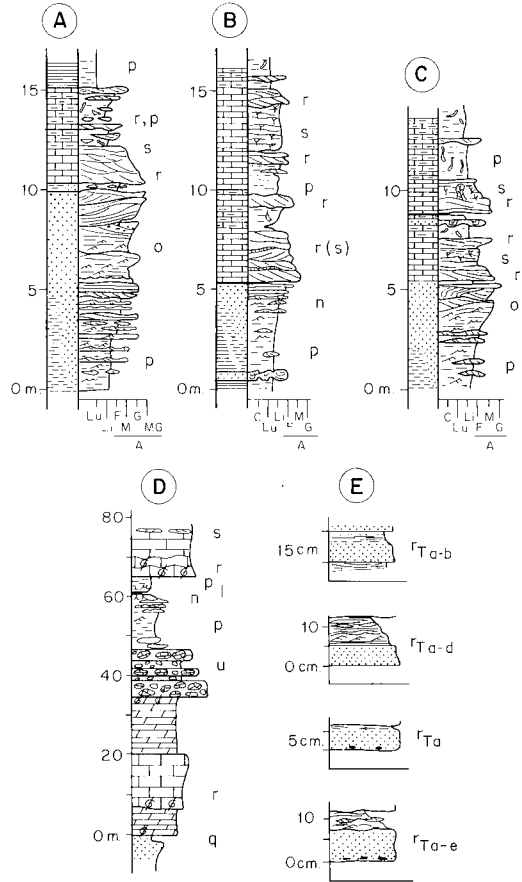


Fig. 20.— A, B y C) Secuencias correspondientes a barras y canales carbonatados (facies **r**) superpuestas a barras cuarcíticas y a facies de lagoon con carbón en la serie de La Fresnosa. D) Calizas de Peña Redonda en la serie de Los Tornos (tramos 1 a 10) en donde se puede observar la posición de las facies de brechas calcáreas (**t**). E) Facies **v**. Capas turbidíticas arenosas dentro del «Paquete Fresnedo», serie de El Condado. Se indican los diferentes tipos de secuencias encontradas en ellas.

sobrepasar los 40 m de espesor (series de La Martinada y Pozo Venturo 2). La práctica ausencia de laminaciones generadas por oleaje en algunos casos indicaría que descargan sobre bahías protegidas o ambientes estuarinos, mientras que en otros la evidencia de estos agentes principalmente en la facies **n** indicaría un ambiente más abierto o localizado más distalmente. Mientras la facies **m** representaría la parte proximal o de cresta de la barra, con sedimentos exclusivamente arenosos, la facies **n** serían su parte distal, pasando gradualmente a facies del prodelta en la base (Coleman y Prior, 1980). Las alternancias más finas de la base de las secuencias con gradaciones entre sus términos han sido interpretadas como producidas por flujos efímeros distales, fangosos o ligeramente arenosos (*muddy turbidites*, Haszeldine, 1984); la presencia de abundantes capas arenosas con la base gradada indicaría que proceden de suspensiones gradadas intermitentes de flujos hipopícnales en el frente de descargas fluviales (*buoyant rivers*) (Bates, 1953; Fisher, 1969; Elliott, 1986). Ejemplos semejantes han sido descritos algo más al Este de la zona de estudio (Facies G2-G3 en Tanes, Sánchez de la Torre *et al.* 1981), en el Cretácico de Canadá (Leckie y Walker, 1982) y en el Carbonífero de Inglaterra (Haszeldine, 1984). Las alternancias intermedias en la secuencia responderían a flujos efímeros de energía decreciente (*waning flows*) generados por flujos hiperpícnales, asociados a momentos de descargas mayores de los distributarios, o pueden deberse a flujos gravitacionales causados por la caída de suspensiones arenosas al frente de las barras de distributarios (Middleton y Hampton, 1976; Allen, 1982), lo que daría lugar también a las deformaciones observadas.

Las principales diferencias con la facies **i** consisten en: el tamaño de las secuencias, su posición sobre facies de prodelta, descargas hipopícnales en la base de las secuencias (posibles cuando el flujo de salida es menos denso que la cuenca receptora), abundantes estructuras generadas por el oleaje y ausencia de bio-

turbaciones de raíces a lo largo de las secuencias. La posición de estas facies en la parte inferior de una sucesión en la que hacia el techo abundan más las bases erosivas con depósitos de carga de fondo, unido a areniscas claramente canalizadas en la parte superior de la secuencia, apoyarían la idea de una progradación relacionada con avances del frente deltaico. Cuando sobre ellas no progradan los canales, se debería al abandono de éstos aguas arriba por avulsión, o a que son acumulaciones formadas lateralmente a la salida principal de detríticos (Young, 1975; Elliott y Young, 1976).

Dada su composición, fundamentalmente cuarcítica, la facies **o** se ha interpretado como producto del retrabajamiento y redistribución de los sedimentos detríticos aportados por los sistemas deltaicos próximos durante etapas transgresivas, formando *shoals* y barras someras que llegan a cerrar la plataforma deltaica formando un *lagoon* sobre el que posteriormente se realiza una colonización por vegetales (Penland *et al.*, 1988). Los abundantes bioclastos al techo de las secuencias son interpretados como depósitos de canales y barras provocados por mareas (Kumar y Sanders, 1974; Humphreys y Friedman, 1975; Galloway y Hobday, 1983); transgresiones marinas posteriores producirían la colonización de estas barras.

PLATAFORMA MARINA

Asociación 5: Facies del prodelta y plataforma terrígena

Facies **p**.— Son lutitas y limolitas, de color gris oscuro (con materia orgánica) o gris claro (con cemento carbonatado) que llegan a constituir depósitos margosos; pueden ser azoicas, fosilíferas o bioclásticas, y ocasionalmente contienen cristales de pirita dispersos o en los bioclastos. Se presentan de forma masiva o con laminaciones finas, y los restos fósiles dispersos o concentrados. Pueden estar bioturbadas, en muchos casos hasta el punto de que no se ob-

servan estructuras primarias, con excavaciones rellenas por bioclastos muy finos y fragmentos de algas (Fig. 20). De forma dispersa se intercalan capas lenticulares de limolitas con láminas cruzadas, bases y techos gradados o netos, y capas de limolitas fosilíferas y bioclásticas o arenosas con bioclastos e intraclastos, de orden centimétrico, con conchas bien conservadas incluso cuando son muy finas, presentándose las valvas con la concavidad hacia abajo, articuladas o disociadas; los bioclastos presentan disminución en tamaño y cantidad hacia el techo, y las limolitas y areniscas pasan a tener laminaciones onduladas y cruzadas de *ripples* de corriente a medida que disminuye el tamaño de grano, para pasar finalmente a lutitas. También pueden contener acumulaciones de fósiles en tramos fundamentalmente arcillosos, estando entonces enteros y en posición de vida (briozoos, braquiópodos y corales solitarios), o con pocas señales de removilización (tallos largos de crinoideos o corales ramosos); ocasionalmente se produce una gran concentración faunística, dando lugar a acumulaciones que casi llegan a formar una caliza con matriz fangosa. Esta facies está estrechamente relacionada con las facies de las asociaciones 4 y 6, existiendo pasos graduales tanto hacia unas como hacia otras.

Facies **q**.— Son lutitas oscuras, masivas, con delgadas intercalaciones arenosas o limolíticas laminadas por *ripples*, azoicas o con bioclastos finos dispersos o acumulados en capas finas gradadas.

Esta asociación de facies corresponde a sedimentos originados por decantación, en una plataforma marina de poca profundidad, restringida por barras bioclásticas y *mounds* de algas (asociación 6) que desarrolla una gran productividad orgánica cuando están lejos o son mínimos los aportes detríticos de las descargas fluviales. Las capas limolíticas gradadas bioclásticas de la facies **p** corresponderían a removilización de los sedimentos más finos por tormentas que redistribuyen el sedimento concentrando la fauna en niveles, a la vez que aportan

sedimentos más gruesos que los habituales en el área, procedentes de zonas marginales (Aigner, 1985), mientras que las capas gradadas azoicas podrían corresponder a este mismo proceso, o a descargas distales más intensas de los sistemas deltaicos. La facies **q**, con débiles corrientes tractivas bajo el nivel medio de la acción del oleaje, y en condiciones débilmente reductoras, se localizaría en una plataforma marina abierta, con una morfología posiblemente en rampa, desarrollada al frente de la facies **p** y que puede estar separada de ella por la plataforma carbonatada de la asociación 6. A ella llegan pocos sedimentos desde los sistemas detríticos descritos, con los términos arenosos producidos principalmente por tormentas. El avance de los sistemas deltaicos y de abanicos aluviales costeros sobre esta plataforma rebasando los bancos carbonatados o entre ellos, produciría su progresivo relleno pudiendo formar zonas emergidas sobre las que se instala la vegetación.

Asociación 6: Facies de la plataforma carbonatada

Los depósitos calcáreos de esta Cuenca se limitan a la Caliza de Peña Redonda y diversos niveles situados a su techo, que alternan con sedimentos terrígenos. El espesor máximo de carbonatos, 100 m, aparece en la base (Calizas de Peña Redonda), siendo menores el espesor y frecuencia de calizas hacia el techo. El último nivel calcáreo continuo es la Caliza de la Torala, que se encuentra unos 280 m bajo la Primera Pudinga. Se han citado calizas en la parte alta de la serie, asociadas a sedimentos con carbón bajo los conglomerados calcáreos del Grupo Sama (facies **d** y **e**), pero en las secciones estudiadas no han sido encontrados más de 10 cm formados por colonias de algas laminares con abundante matriz fangosa al techo de secuencias de barras arenosas, y acumulaciones bioclásticas con más del 20% de terrígenos en la matriz (facies **p**), sin llegar a formar niveles continuos. Se diferencian tres facies carbonatadas:

Facies **r**.— Son calizas *wackestone* y *packstone* con bioclastos e intraclastos, que localmente presentan contaminación terrígena, y en menor proporción *grainstone* bioclásticas y de oolitos. Los bioclastos están retrabajados (braquiópodos, equinodermos, lamelibranquios, trilobites, corales, algas), y los núcleos de los oolitos están formados por granos de cuarzo, litoclastos, fósiles e intraclastos. Se encuentran dos tipos de subfacies: **r1** en estratos lenticulares, con bases netas erosivas, y estratificaciones cruzadas en surco a mediana escala, en secuencias grano y estrato decrecientes, con gradación desde rudstone a wackestone hacia el techo, y **r2** en estratos de 10 a 30 cm de espesor, lenticulares o tabulares, de bases netas planas a onduladas y techos convexos u ondulados, constituidas por *packstone* y *grainstone*. Forman acumulaciones de hasta 5 metros de espesor, con extensiones laterales variables. Se encuentran sobre facies de barras cuarcíticas (**o**) o litareníticas (**n**) con carbón en el techo (Fig. 20 A, B, C), en cuyo caso se desarrolla en su base un *lag* bioclástico-arenoso con cantos de carbón y lutitas, que ocasionalmente presenta una textura *floatstone* de grandes bioclastos flotando en la matriz. También se encuentran sobre otros carbonatos (facies **s**), y pueden presentar *bindstone* de corales laminares y columnares y de algas en la base. Ocasionalmente se han podido observar acumulaciones de grandes bioclastos en la base de canales distributarios (Series PV2, SC4) en las zonas más distales.

Facies **s**.— Está constituida por acumulaciones de bioclastos, intraclastos y biopisolitos en una matriz lutítica a micrítica formando *mudstone*, *wackestone* y *packstone* (Fig. 20); se dispone en estratos ondulantés de poco espesor (10 a 20 cm) con interestratos margosos que gradan al techo a margas y a alternancias muy finas de algas laminares y lutitas. Asociadas a ella se encuentran calizas *bindstone* y *bafflestone* de algas en las que intervienen principalmente clorofitas y rodofitas, de los géneros *Archaeolithophyllum*, *Donezella* y *Beresellinae* (Fig. 21), y en menor proporción *Ungdarella-*

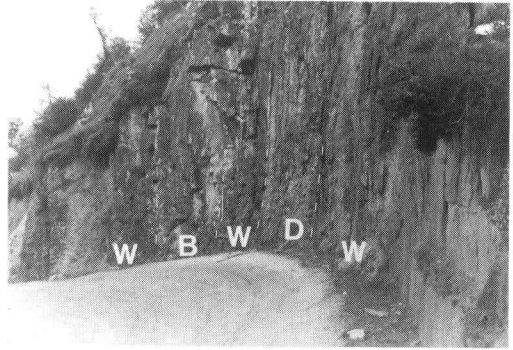


Fig. 21.— Facies **s**: Aspecto del techo de la serie FE. Alternancias de *wackestone* (W) y *bafflestone* en los que predominan *Donezella sp.* (D) y *Beresellinae* (B); con la aparición de terrígenos formando barras, se interrumpe la sedimentación carbonatada. Escalas, 1 m.

Komia, junto a otros fósiles como foraminíferos, ostrácodos, lamelibranquios, equinodermos, gasterópodos y corales. Alterna con niveles centimétricos de *bindstone* de corales y rodofíceas, y con calizas *mudstone* (biomicritas, pelmicritas) con *birdseyes*, grietas de desecación y eventuales brechificaciones (Fig. 22A). Localmente, los biopisolitos pueden llegar a tener gran tamaño (Fig. 22B). Ocasionalmente los fósiles y sus rellenos geopetales están silicificados y se asocian a *wackestone* y *mudstone*, entre las que se intercalan niveles de nódulos de sílice o bandas de chert. Se encuentra entre facies bioclásticas (**r**) o sobre facies de lutitas y margas de plataforma (facies **p**), y al techo pueden pasar de nuevo a margas.

Esta asociación de facies forma capas de calizas lateralmente continuas que llegan a reconocerse hasta más allá de los 15 Km de extensión, en una de las cuales (Fig. 23) se ha podido confirmar una continuidad lateral de 5 Km con espesor homogéneo y diversos grados de continuidad de las bioconstrucciones. La subfacies **r1** presenta una estructura canalizada, y la presencia en ella tanto de componentes terrígenos como carbonatados indica una génesis relacionada con canales mareales (Kumar y Sanders, 1974; Humphreys y Friedman, 1975; Moslow, 1984) asociados a las transgresiones de am-

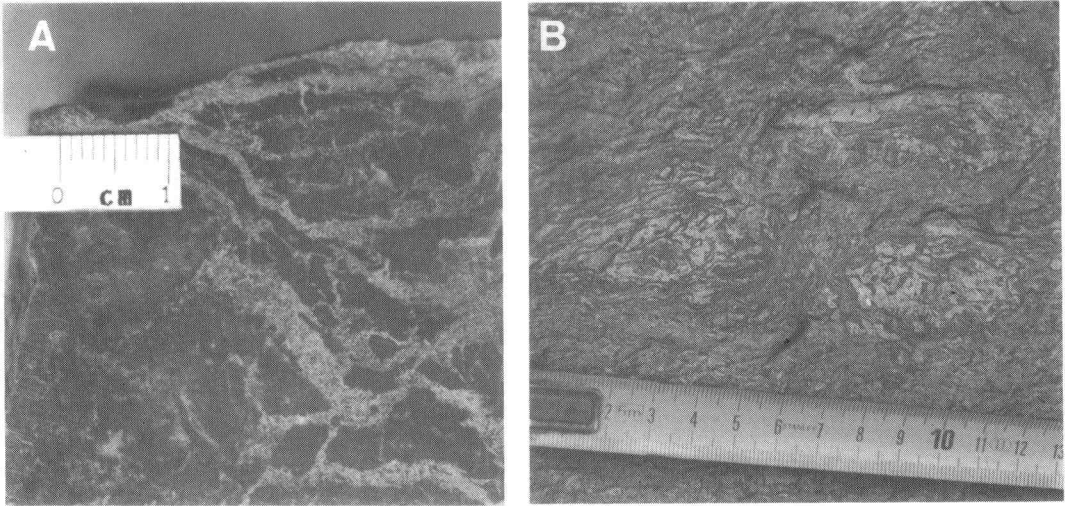


Fig. 22.— A) Facies s: Grietas de desecación en calizas bioclásticas, rellenas por fango (pseudobrechas). Serie Me. B) Biopisólitos de gran tamaño en el techo de unas calizas de la parte alta del Grupo Lena.

bientes marinos, bien sobre las barras arenosas o sobre ambientes restringidos. Cuando aparecen colonias coralinas asociadas a la cicatriz erosiva del fondo del canal, corresponderían a ocasiones en que estos canales se constituyen en zonas de paso de aguas limpias bien oxigenadas, que posteriormente se rellenan con depósitos propios de estas facies. Los *lags* basales bioclástico-arenosos asociados a facies de canales distributarios corresponden a la entrada de la onda mareal aguas arriba por el canal, y se pueden producir en la plataforma deltaica inferior (Fisher *et al.*, 1969; Galloway y Hobday, 1983). Las acumulaciones *r2* forman barras alternantes con las anteriores o pequeños bancos aislados, pudiendo servir de soporte a organismos que más tarde los colonizaron. Facies semejantes han sido descritas en el Carbonífero del Norte de España (Sánchez de la Torre *et al.*, 1981; Vera de la Puente *et al.*, 1984), y han sido interpretadas como acumulaciones mecánicas de barras sublitorales, en las que la acción del oleaje y corrientes de marea tienen un predominio en el control de su desarrollo.

La facies s corresponde a calizas bioconstruídas, *baffles* de algas, que se desarrollaron sobre acumulaciones formadas por barras o pe-

queños bancos con ocasionales parches y colonias de corales. En las cinco secciones representadas en la Fig. 23 se ha visto que los *baffles* se desarrollan sobre acumulaciones bioclásticas formando en conjunto *mounds* entre los que se encuentran calizas *mudstone*, y localmente están seccionados por canales bioclásticos o arenosos. De base a techo de estos *mound* se encuentra la asociación: acumulación bioclástica, *baffles* de *Donezellas* y más al techo de *Beresellas*, siguiendo básicamente el esquema ya descrito por Wilson (1975) y Bowman (1979, 1983). Las calizas con abundantes marcas de desecación y ocasionales brechificaciones han sido interpretadas como pertenecientes a ambientes inter a supramareales, semejantes a las descritas por Sánchez de la Torre *et al.* (1981). Algunas de estas calizas se desarrollan en las etapas más transgresivas sobre facies de bahía interdistributaria, en donde la formación de grandes pisolitos estaría relacionada con la presencia de aguas dulces o salobres, en la proximidad de descargas fluviales.

Asociación 7: Facies de pendiente

Se reúne en esta asociación un conjunto de sedimentos que forman un depósito en cuña a

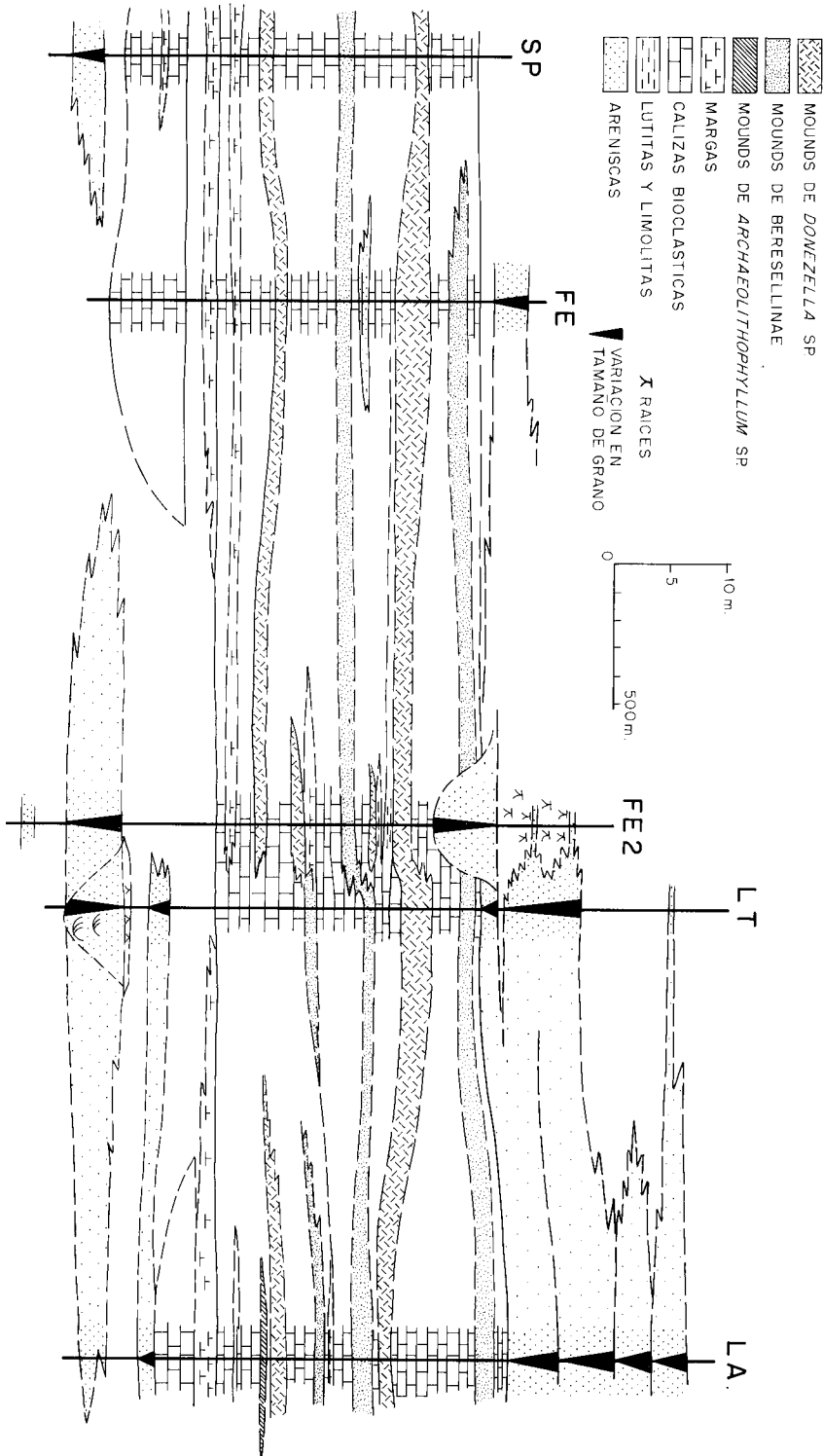


Fig. 23.- Correlación de una capa de calizas en la que se desarrollan diversas construcciones debidas fundamentalmente a algas (facies s). Modificado de Barba Regidor *et al.* (1986). Para situación de las series, ver Figs. 7 y 8.

gran escala y están restringidas a la Formación Fresnedo, en donde forman el relleno de un surco comprendido entre la Caliza de Montaña y las Calizas de Peña Redonda, como se ha expuesto anteriormente.

Facies t.— Son lutitas y limolitas que constituyen el soporte en el que se encuentran intercaladas las demás facies de esta asociación. Presentan tonos muy oscuros, abundante pirita en nódulos, estructura masiva o laminada, son azoicas, y entre ellas se intercalan esporádicamente lentes finas de areniscas, localmente bioclásticas con bioturbaciones muy escasas. Desde el techo de la Caliza de Montaña, desarrollan una secuencia grano decreciente (serie de La Rebollada, Fig. 8), en la que gradualmente van disminuyendo las limolitas, los bioclastos y las intercalaciones arenosas, formándose al techo de esta secuencia una acumulación de más de 100 m de pizarras arcillosas.

Facies u.— Están formadas por cantos angulosos y subangulosos de calizas de las facies **r** y **s**, cantos sideríticos y fósiles re trabajados de gran tamaño (corales solitarios, braquiópodos); los cantos oscilan entre los 2 y los 25 cm de diámetro. La matriz es fangosa, calcáreo-detritica, apareciendo en la parte más alta de estas facies una contaminación de terrígenos (arenisca fina a muy fina) que no sobrepasa el 10% de la matriz. Forman estratos de espesores variados, entre 1,5 m y 20 cm con las bases netas irregulares, posiblemente erosivas, ordenados en una secuencia compleja estrato y grano decreciente. Presentan una estructura interna desordenada, con cantos en contacto directo entre ellos (Fig. 24), y existen intercalaciones menores con abundante matriz, que pueden formar secuencias grano crecientes con los cantos flotantes en ella. Se encuentran en el tercio superior del «Paquete Fresnedo», intercaladas entre sedimentos finos de la plataforma externa (facies **q**), y en la parte media-superior de las Calizas de Peña Redonda (Fig. 20 D) sobre calizas bioclásticas de la facies **r** dolomitizadas, formando acumulaciones de 10 a 15 m de espesor. Se han reconocido en las series de



Fig. 24.— Facies **u**: Serie de Los Tornos. Aspecto de campo de las brechas calcáreas dentro de las Calizas de Peña Redonda.

Melendreros, La Baluga, La Rebollada y Los Tornos.

Facies v.— Se ha encontrado solamente en la serie de El Condado. Consiste en una alternancia de areniscas de grano medio a fino, limolitas y ocasionalmente lutitas, en capas lateralmente continuas que no sobrepasan los 20 cm de espesor. Cada capa está gradada, formando secuencias de los tipos Ta, hasta Ta-d de Bouma, raramente Ta-e; ocasionalmente puede ser masiva, o presenta cantos blandos en la base (Fig. 20 E). Forma secuencias mayores grano y estrato decrecientes de 1 a 2 m de espesor, a cuyo techo pueden aparecer facies laminadas semejantes a los tipos D1 y D2 de Mutti (1979), con *ripples* simétricos en la parte superior de las capas arenosas. Al techo de estas secuencias se encuentran areniscas canalizadas con base cóncava, techo plano, estratificación cruzada en

surco muy tendida, y estructuras de escape de fluidos.

Facies x.— Se encuentran en la mitad inferior de la Formación Fresnedo, en donde forman una lineación cartográfica bien visible subparalela al techo de la Caliza de Montaña (Figs. 8 y 25A), que había sido interpretada en las cartografías existentes como una unidad autóctona de calizas relacionada genéticamente con la Formación Valdeteja. Se han encontrado en las series de Melendreras, La Baluga, La Rebollada y El Condado. Son acumulaciones formadas por fragmentos desde gravas hasta bloques poco a muy mal redondeados; hacia el Norte (series ME y LB), aparecen los bloques individuales de mayor tamaño, que pueden llegar a ser de 200 por 400 metros de diámetro mayor, fracturados, a cuyo techo aparecen cantos de 20 cm en capas masivas con abundante matriz entre ellos. Hacia el Sur (serie EC), los bloques calcáreos tienen de 30 cm a 20 metros, y entre ellos se intercalan fragmentos de gran tamaño de lutitas de la facies **t** (Fig. 25B). Están englobados en una matriz detrítico-calcárea gruesa con bioclastos subangulosos y arcilla, formando acumulaciones polimodales de base neta, masivas; los bloques de mayor tamaño tienen a menudo formas tabulares conservando la laminación original, y se colocan paralelos a la estratificación. Estos depósitos se encuentran sobre sedimentos de la facies **t** con una estructura de pliegues asimétricos que pueden llegar hasta 15 metros bajo los olistolitos, y en su base se producen intrusioniones de estos sedimentos entre los bloques. En los olistolitos se han podido identificar facies semejantes a las presentes en la Formación Valdeteja, y un análisis faunístico específico de estos bloques ha permitido concretar que tienen una edad algo superior al techo actual de estas calizas.

Dentro de esta asociación destacan las facies formadas fundamentalmente por la resedimentación de materiales procedentes de la erosión de las plataformas carbonatadas adyacentes que se depositan en una zona relativamente poco profunda en la que predomina la sedimentación

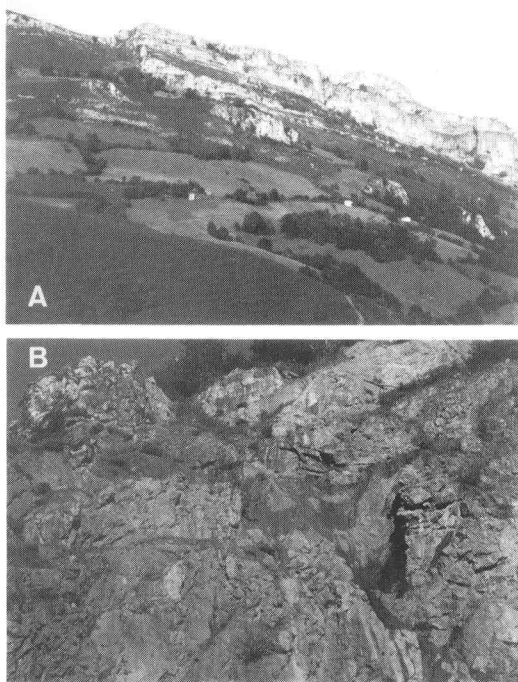


Fig. 25.— Facies x. A) Panorámica de un olistostroma al techo de la Caliza de Montaña, la cual destaca en los relieves del fondo. Alto de la Rebollada. Serie invertida. B) Aspecto del techo de una megabrecha, con intrusioniones de fango y grandes clastos calcáreos y lutíticos. Se pueden observar también grandes bloques brechificados.

de finos. Las lutitas de la facies **t** son sedimentos de estos ambientes en los que se producen débiles corrientes tractivas, y corresponderían a zonas alejadas bajo el nivel de acción del oleaje. La facies **u** correspondería a una resedimentación de los depósitos carbonatados de la plataforma que son transportados por gravedad y depositados al pie de los bancos carbonatados de las facies **r** y **s** anteriores; la gradación inversa dentro de algunas capas con abundante matriz fangosa responde a los procesos de flotabilidad explicados por Bagnold (1954), Hampton (1979), Lowe (1979, 1982) y Naylor (1980) producidos dentro de *debris-flow* esporádicos (Mullins y Cook, 1986). La carencia de estructuras direccionales en estas facies impide verificar el sentido del movimiento. El que las

encontremos asociadas a calizas de plataforma, y que en el siguiente afloramiento hacia el Este (Región del Manto del Ponga) se sedimenten facies condensadas (Formación Ricacabiello) en su misma edad, hace pensar en una posición sobre la plataforma carbonatada próxima a su borde externo.

La facies **v** corresponde a pequeños lóbulos formados probablemente como consecuencia de descargas turbidíticas discontinuas y esporádicas, con material procedente de canales distributarios o de la removilización de los depósitos del frente deltaico (Fenton y Wilson, 1985). La organización que adquieren es similar a la facies C₂ de Mutti (1979), y son depositadas en áreas próximas a los canales, los cuales, efectivamente, se observan al techo de la secuencia. Su situación en la serie, sobre sedimentos finos azoicos o muy pobres en fósiles de la facies **t** y a muro de la facies **x**, indicaría que corresponden a corrientes que participan en el relleno detrítico de una rampa relativamente poco profunda.

La facies **x** forma un olistostroma (en los términos de Flores, 1955, 1959 y Broquet, 1970, 1978). Identificado por la alineación de grandes olistolitos calcáreos de origen claramente sedimentario, ya que tanto el olistostroma en su conjunto como los olistolitos aislados aplanados aparecen paralelos a la estratificación, estando afectados por la tectónica general de la zona, y su emplazamiento queda reflejado en las deformaciones que sufren las lutitas de la facies **t** en su base. En los afloramientos septentrionales (Fig. 8), la posición de los grandes olistolitos prácticamente paralela a la estratificación indica que han sido desgajados de la plataforma bien por fallas lítricas (pueden producirse por tectónica, terremotos) o por fracturación y caída debidas a un socavamiento (implicaría, para Teale y Young, 1987, un descenso relativo del nivel del mar) y se han emplazado tras caer por una pendiente al frente o lateralmente a la plataforma carbonatada de la que proceden. En los afloramientos más meridionales, los olistolitos carbonatados asociados a grandes cantos de lutitas negras pertenecientes

a la facies **t**, y ordenados en capas, unido a la posición de los olistolitos aplanados paralelos a la estratificación en el techo (ocasionalmente también en la base) y su textura, indicarían sedimentos producidos por flujos gravitacionales (Nadin *et al.*, 1979; Cook y Mullins, 1983). A todo lo largo del olistostroma, los bloques están brechificados sin sufrir dispersión de sus fragmentos (*jig shaw puzzle*, Plafker, 1978) en un mecanismo de rotura y transporte explicado por Labaume *et al.* (1983).

La gradación desde olistolitos aislados hasta este tipo de acumulaciones correspondería a los mismos procesos descritos como megaturbiditas (Mutti, 1979; Mutti, Rosell y Seguret, 1981; Labaume *et al.*, 1983, 1987; Rosell y Wieczorek, 1989), con los clastos procedentes del desmantelamiento de una plataforma carbonatada somera. En estas facies se pueden reconocer las divisiones I y II de Rosell y Wieczorek (1989), o T1-T2 de Labaume *et al.* (1983) que fueron diferenciadas en el Eoceno surpirenaico, si bien la división II es escasamente visible en la serie de El Condado, muy cubierta por la vegetación, y en la serie LB. Las divisiones más distales de estos autores no son visibles en estas series ni aún en sus afloramientos más meridionales: su ausencia podría deberse a que los sedimentos descritos corresponden a las facies más cercanas al área madre, equivalentes a los 60 Km más proximales en el ejemplo descrito por Rosell y Wieczorek (1989), es decir, que estaríamos por encima del salto hidráulico que se produce cerca del pie de la pendiente (Mutti y Normark, 1987) y cuyo aumento de turbulencia generaría los depósitos turbidíticos distales. A esto podría unirse que la plataforma que se destruye estuviese en un estado de compactación más avanzado que la descrita por estos autores (no se han observado clastos calcáreos deformados), y no ha provisto al flujo turbidítico de suficiente material fino para su desarrollo. La distancia actual en el afloramiento entre las facies más distales y el techo de la Formación Valdeteja no excede los 8 Km; la distancia real que pudo haber existido

según el sentido de los aportes es desconocida, pues no se tienen datos de paleocorrientes.

OTRAS FACIES

Tonstein

Se ha reconocido la presencia de un tonstein denominado «Tonstein Lozanita» (García-Loygorri *et al.*, 1971) o «Tonstein de la Encarnada» (Galán *et al.*, 1984) dentro de una capa de carbón en las secciones del Pozo Candín, Pozo Venturo, Pozo Venturo 2 y Pozo Pumarabule, que consiste en una capa de color gris oscuro a pardo, homogénea o gradada, de 1 a 5 cm de espesor, generalmente continua, localmente lenticular (serie PV), intercalada en la zona basal de una capa de carbón en la que destaca por su color y endurecimiento; sus límites inferior y superior con el carbón son netos, y puede presentar fragmentos vegetales dispersos que ocasionalmente forman bandas de 1 a 2 mm de espesor. La observación microscópica de este *tonstein* revela una composición caolínica, con formas relictas tufáceas, vermículas y lamelas de caolinita; presenta granoselección, estando frecuentemente bioturbado por raíces. Correspondería a un tonstein cristalino (Burger, 1985). En cuanto a su origen, no se han encontrado evidencias que apoyen o desmientan la hipótesis más generalizada de una alteración diagenética *in situ* de cenizas volcánicas (Bouroz, 1962; González Prado, 1964; Bohor, 1983; García-Ramos *et al.*, 1984; Dewison, 1989) debida a la acción de un ambiente reductor. La importancia del *tonstein* en este trabajo estriba en su uso como nivel guía para las correlaciones, cuya utilidad fue puesta de manifiesto en varias cuencas europeas (Kimpe, 1966; Elliott *et al.*, 1984; Lippolt *et al.*, 1984; Burger y Damberger, 1985).

ANÁLISIS DE FACIES: MATRICES DE MARKOV

El procedimiento de muestreo y el método de análisis por Matrices de Markov se han rea-

lizado siguiendo las directrices expuestas por Selley (1970) y por Miall (1973), en el deseo de cuantificar y encontrar un significado a las diferencias en las secuencias que fueron observadas a lo largo de la serie. Para elaborar estas matrices, los términos de entrada corresponden a litologías mejor que a facies, debido a las dificultades que existen para identificar todas las facies en algunas columnas realizadas en galerías de mina o en malos afloramientos superficiales y a que un número elevado de estos términos haría necesario disponer también de muchas más columnas para que los resultados fueran representativos. Los términos usados son siete: *Conglomerados*, que corresponden siempre a facies de la asociación 1; *Areniscas*, son facies de la asociación 2, bien facies de canales distributarios (**h**) o facies arenosas de barras proximales de distributarios (**m**); *Alternancias de areniscas y limolitas*, que engloban facies de desbordamientos (**i**), barras distales (**n**) y barras cuarcíticas de redistribución (**o**); *Limos y lutitas*, incluyen facies de bahía interdistributarios (**j**) y de plataforma marina-prodelta (**p**); *Suelos*, que corresponden a la facies de marismas (**k**); *Carbón* a la facies (**l**), y *Carbonatos*, que son facies de barras, canales y bioconstruidas de la asociación 6. En las definiciones de las facies ya se tuvieron en cuenta las relaciones geométricas entre ellas, por lo que no han sido considerados aquí nuevos factores relacionados con la naturaleza de las transiciones.

Este análisis se ha realizado en las secciones que se presentan en la Fig. 7. En la parte inferior de la serie estratigráfica (intervalo 1B) se analizan las alternancias de calizas y terrígenos que comprenden la Caliza de Peña Redonda y 700 metros de sedimentos a techo de ella, en las secciones de Melendreras y Los Tornos. En la parte superior (intervalo 2), se han aplicado las matrices de Markov a cada uno de los intervalos (2A, 2B, 2C y 2D, Fig. 12) que presentan características de subsidencia distintas y que previsiblemente quedarían reflejadas en diferentes ordenaciones secuenciales. Se obtienen así un total de 23 subcolumnas, de las que se

Tabla III

SERIE	INTERVALO	χ^2	GRADOS DE LIBERTAD	p	100 (1-p)
ME	1B	35,9	25	0,07	93
LT	1B	26,7	25	0,49	51
LF	2A	14,99	25	0,95	5
LM	2A	489,00	25	10^{-7}	100
LN	2A	79,33	25	10^{-3}	100
LN	2B	58,08	25	10^{-3}	100
LP	2B	75,78	36	10^{-3}	100
LM	2B	104,84	25	10^{-4}	100
PV	2B	35,14	25	0,09	91
LNR	2C	37,97	36	0,5	50
LN	2C	15,87	16	0,5	50
LP	2C	58,51	25	10^{-3}	100
RP	2C	133,82	16	10^{-5}	100
PC	2C	64,80	16	10^{-3}	100
PP	2C	58,47	25	10^{-3}	100
PV	2C	64,46	16	10^{-5}	100
SC	2C	54,63	25	10^{-3}	100
PP	2D	9,54	16	0,9	10
PV	2D	21,25	16	0,19	81
PV2	2D	7,32	25	>0,995	<1
PVE	2D	19,98	25	0,75	25
PC	2D	14,07	25	0,96	4
LP	2D	30,69	16	0,015	98,5
TOTAL		672,39	36	10^{-8}	100

Tabla III.- Valores de χ^2 , grados de libertad, valor del **p** obtenido (valor representativo de aceptación de la hipótesis falsa de aleatoriedad) y valores de **100(1-p)** que representan el porcentaje de aceptación de condicionalidad en las series (probabilidad de que exista propiedad Markov) en cada uno de los intervalos y para cada tramo de las columnas estratigráficas analizadas.

obtienen otras tantas matrices de transición. Los resultados de las pruebas del χ^2 han sido compendiados en la Tabla III, en la que se puede observar el elevado grado de condicionamiento que presentan las matrices de transición en los diferentes intervalos, con valores de **100(1-p)** mayores del 90% excepto las series de LT en el intervalo 1, LF en el intervalo 2A, LNR en el 2B, LN en el 2C y prácticamente todo el intervalo 2D. Al realizar la prueba de permanencia de la propiedad Markov en el conjunto de las subcolumnas, representado bajo el epígrafe de serie TOTAL, se ha obtenido un resultado de $\chi^2=672,39$ y **p= 10^{-8}** para 36 grados de libertad, lo que ha de interpretarse como un elevado grado de aceptación de la permanencia de las matrices entre las series.

Una vez que han sido comprobadas tanto la presencia de la propiedad Markov (no aleatoriedad) en las subcolumnas, como el alto grado de permanencia de las matrices en estas series, se han obtenido diagramas de transición entre litologías y sus correspondientes ciclotemas ideales en los que se han tomado como límite las capas de carbón, como representantes de máximos regresivos. Se pueden diferenciar tres tipos de transiciones: la formada por *Carbón* -> *Limolitas / Lutitas* -> *Calizas* -> *Limolitas / Lutitas*, en la base del ciclotema, que representa la etapa transgresiva en la sedimentación; la formada por *Limolitas / Lutitas* -> *Limolitas / Areniscas* -> *Areniscas* -> *Conglomerados* que representa la fase regresiva progradante en los ciclotemas, y la formada por *Arenisca* ->

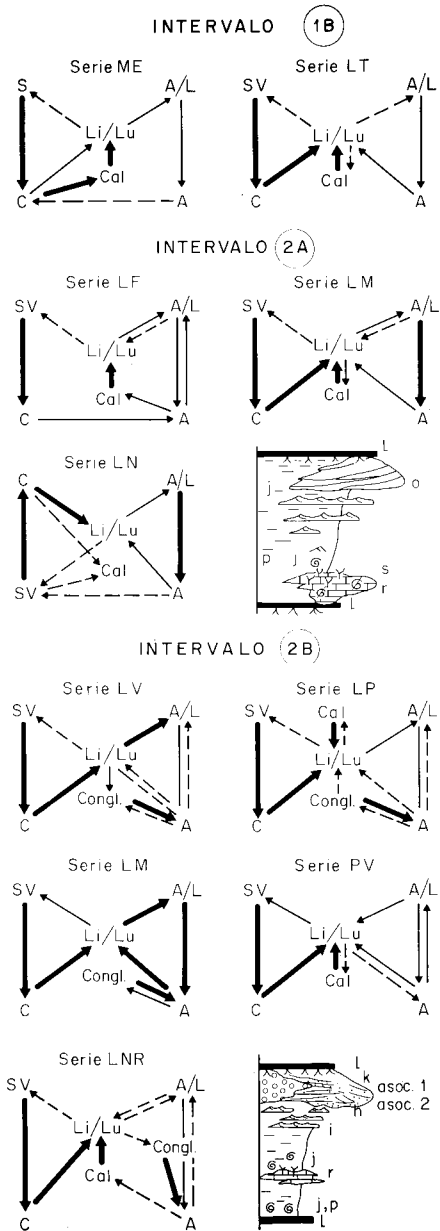


Fig. 26.- Esquemas de transición y secuencias sedimentarias de los intervalos 1B, 2A y 2B. Las series de LT y LF presentan transiciones aleatorias en un 50 y 95% de los casos, respectivamente, y la serie LNR presenta un índice de aleatoriedad del 50%; el resto, son condicionadas. Las flechas a trazos indican pasos en la matriz diferencia con valores positivos menores de 0,1, la flecha sencilla representa valores entre 0,1 y 0,25, y la flecha gruesa valores mayores de 0,25.

Limolita Lutita -> *Suelos de vegetación* -> *Carbón*, en la parte superior del ciclotema, y que representa la fase de abandono.

Para los intervalos 1B y 2A (Fig. 26), las matrices muestran diagramas de transición semejantes. La secuencia deducida como más frecuente, una vez identificadas las facies que representan las diferentes litologías en este intervalo, se ha representado en la parte inferior de la figura: Muestra que una capa de carbón está cubierta, en unos casos gradualmente y con menos frecuencia de forma brusca, por depósitos terrígenos correspondientes a lutitas de plataforma (facies p) o por canales y barras bioclásticas (facies r), sobre las que pueden desarrollarse bioconstrucciones (facies s). La evolución regresiva posterior lleva al desarrollo sucesivo de barras cuarcíticas (facies o) que cierran ambientes de lagoon o bahía interdistributarios (facies j), sobre los que en algún caso se desarrolla una capa de carbón, a veces formada directamente sobre la barra (serie LF), señalando de nuevo el máximo regresivo.

Durante el intervalo 2B (Fig. 26), en la base de la secuencia, la capa de carbón inferior está cubierta (durante la etapa transgresiva) por lutitas y limolitas de bahía interdistributaria; intercaladas con ellas, son muy secundarias las acumulaciones de calizas bioclásticas que en ocasiones pueden desarrollarse al techo de barras arenosas bioclásticas (serie LNR). Sobre estas litologías, la progradación de deltas y abanicos aluviales costeros generaría secuencias grano y estratocrecientes integradas por areniscas y limolitas (facies i), areniscas canalizadas (facies h), areniscas de la asociación 2 y conglomerados, que también pueden localizarse directamente sobre las limolitas y lutitas. En la fase de abandono, al techo de los conglomerados silíceos, el hecho más frecuente es encontrar areniscas de la asociación 2 gradando a lutitas y limolitas, marismas y carbón.

En el intervalo 2C (Fig. 27) las matrices de transición presentan un alto índice de condicionalidad con excepción de la serie LN, aleatoria en un 50% de los casos. Este intervalo corres-

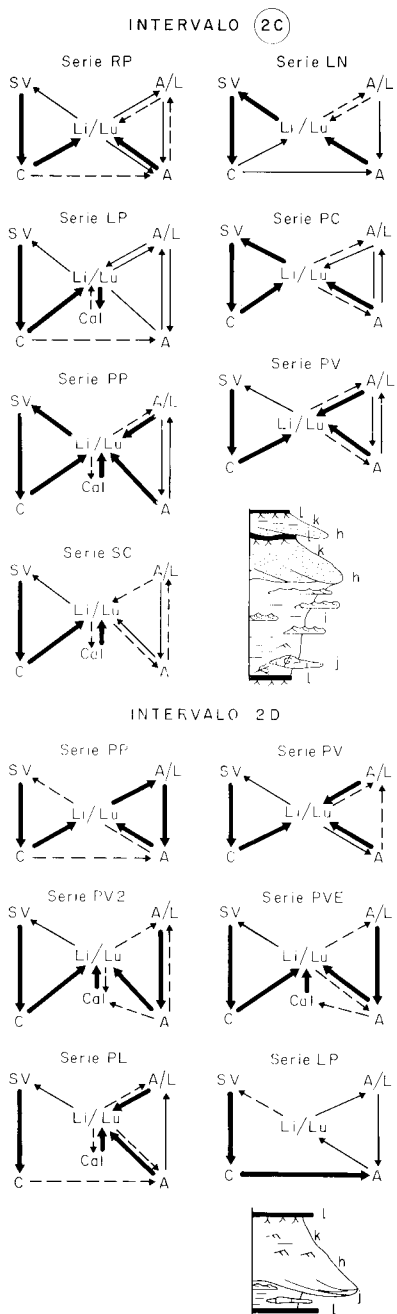


Fig. 27.— Esquemas de transición y secuencias sedimentarias del intervalo 2C en el que la serie LN presenta un índice de aleatoriedad del 50%, y del intervalo 2D, en el que las matrices de transición presentan altos grados de aleatoriedad. Las flechas tienen el mismo significado que en la fig. 26.

ponde al momento en que la subsidencia presenta las menores diferencias entre las zonas proximal y distal. En el conjunto de las transiciones, las relaciones entre las litologías indican una frecuente formación de marismas y carbón; de forma subordinada, aparecen también lutitas y limolitas de bahía interdistributaria con esporádicas acumulaciones bioclásticas removilizadas por tormentas, en capas netas, sobre las que se desarrollan alternancias de areniscas y limolitas de la facies i y canales distributarios. Son característicos en este intervalo los elevados valores que alcanzan las transiciones *Carbón* -> *Limolitas/Lutitas* -> *Suelos* -> *Carbón*, lo que indica un predominio del medio sedimentario en ambientes típicamente generadores de carbón (llanuras de inundación y mires).

En el intervalo 2D (Fig. 27) las matrices de transición presentan unos elevados coeficientes de aleatoriedad, los cuales creemos que son debidos fundamentalmente a la poca representatividad de las series estudiadas, y no a que efectivamente las transiciones entre litologías sean aleatorias en sí; aunque la secuencia que se deduce sería estadísticamente poco representativa, ésta es bastante semejante a la anterior, con frecuentes transiciones *Carbón* -> *Limolitas / Lutitas* -> *Suelos* -> *Carbón*. Las calizas intercaladas entre las facies de lutitas y limolitas se presentan en las series más distales sobre barras calcareníticas (PVE, PV2) y son principalmente *mounds* incipientes de algas (facies s).

MODELO SEDIMENTARIO

Desde el año 1983, se han venido elaborando diversos modelos, generales o parciales, para sintetizar las relaciones entre las distintas facies y medios sedimentarios presentes en las series de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana (Sánchez de la Torre *et al.*, 1983 a, b; Fernández *et al.*, 1988). Recientemente, Agueda *et al.* (1989) han elaborado un modelo general para todas las series productivas westfalienses de la Zona Cantábrica basado en bue-

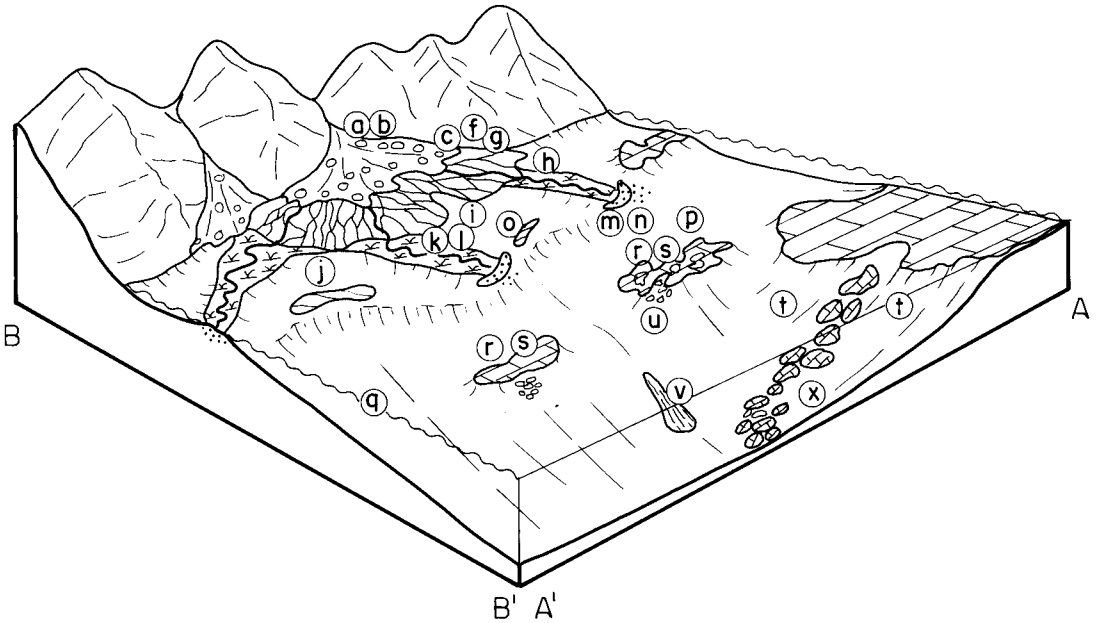


Fig. 28.— Modelo general de relaciones entre facies (Agueda *et al.*, 1989, modificado). Las secciones A-A' y B-B' se representan en la Fig. 31. Sin escala.

na parte en la sucesión aquí estudiada. Aplicando este modelo a la Cuenca Carbonífera Central, que con algunas modificaciones se ha representado en la Fig. 28, ésta sería una cuenca de antepaís (*foreland*) generada al frente de un orógeno en elevación que se comportó como área madre de sedimentos.

Las facies de las asociaciones 1 y 2 corresponden a la parte media de sistemas de abanicos aluviales costeros progradantes, que ocupan el área más próxima al borde activo de la Cuenca, intercalándose con facies de grano fino, marinas o no, depositadas en zonas interlobulos o en los márgenes de los sistemas durante sus etapas pasivas. Las asociaciones 3 y 4 sucedieron distalmente a las anteriores en los momentos activos de los sistemas de abanicos aluviales, o formaron sistemas deltaicos independientes cuando aquéllos dejaron de funcionar. Estos complejos deltaicos son generalmente de poco espesor, presentan una morfología fundamentalmente lobulada con canales de baja sinuosidad (facies g), y sus depósitos aparecen con una gran extensión areal (Areniscas de Generalas, Fig. 5A). En otros casos, cuando el

aporte fue menor o la pendiente deposicional más baja, se formaron canales de moderada sinuosidad, desarrollando los deltas una morfología digitada, con gran abundancia de facies finas de la plataforma deltaica superior (facies i, j, k, l). Al frente de estos sistemas detríticos existió una plataforma marina somera (asociación 5), relativamente protegida por el desarrollo de bancos carbonatados (asociación 6), los cuales alcanzaron su máxima representación en las etapas transgresivas, coincidiendo con el cese de los aportes detríticos desde el área madre.

La asociación 7, presente únicamente en la base de la sucesión, representa el relleno de un surco somero por sedimentos procedentes de las etapas con mayores aportes en el área madre en levantamiento y por destrucción de las plataformas carbonatadas adyacentes.

CICLICIDAD Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

La naturaleza cíclica de la sedimentación en la Cuenca Carbonífera Central es un hecho conocido desde antiguo y que ha quedado puesto

en relieve en el análisis de facies y de las matrices de transición expuestos anteriormente. Este hecho es característico de cuencas carboníferas, especialmente en las de carácter parálico o costero, localizadas en dominios tectónicamente activos. De este tipo son también las cuencas pensilvanienses de los Estados Unidos, en donde Udden (1912) reconoció las secuencias básicas a las que denominó ciclotemas. Para explicar este tipo de organización en las series se pueden invocar (Weller, 1964) tres causas: diastóricas, relacionadas con la subsidencia de la cuenca y con el contexto tectónico envolvente; climáticas, que producirían cambios eustáticos en el nivel del mar, y, finalmente, teorías basadas en la sedimentación, que consideran que los cambios ocurridos en la distribución de los ambientes sedimentarios y la compactación diferencial pudieron ser suficientes para generar los ciclotemas. La disyuntiva entre la tectónica y el eustatismo como causas mayores en la génesis de los ciclotemas ha sido analizada por Klein y Willard (1989), que en las cuencas pensilvanienses de los Estados Unidos encuentran: Ciclotemas del tipo Apalachense, localizados en zonas próximas al borde activo de las cuencas con escasa influencia marina, que están controlados por la subsidencia asociada a cabalgamientos y mantos; ciclotemas de tipo Kansas, formados en zonas marinas de la cuenca alejados de la actividad tectónica (su control fue ejercido fundamentalmente por el eustatismo), y ciclotemas de tipo Illinois, de naturaleza y origen mixto entre los dos anteriores.

El estudio de las matrices de transición nos ha permitido distinguir tres tipos de ciclotemas en la Cuenca Carbonífera Central, representativos de los diferentes intervalos en que se ha dividido la serie para su análisis. Los intervalos **1B** y **2A** (Fig. 26) corresponden a los tramos de la serie más pobres en carbón y con mayor presencia de facies carbonatadas y de barras litorales. La sedimentación está dominada por los procesos destructivos de la dinámica de la cuenca receptora sobre los constructivos deltaicos, y, por tanto, este ciclotema habría estado

controlado, en líneas generales, por procesos autocíclicos (movilidad de los sistemas deposicionales) favorecidos por su alejamiento del borde activo, aunque las fluctuaciones en el nivel del mar pudieron haber influido en la sedimentación. En el intervalo **2B**, los ciclotemas más frecuentes presentan un dominio de la progradación de los deltas y abanicos aluviales sobre una plataforma lutítica en la que todavía existen trazas de pequeñas acumulaciones carbonatadas de algas. El mecanismo de progradación -> abandono -> invasión marina pudo deberse a procesos autocíclicos como sería la migración lateral de los lóbulos, pero, en nuestra opinión, los más característicos por su extensión areal se deben a la progradación de cuñas clásticas relacionadas con el importante complejo deposicional del «Fan Delta de Mieres». El acortamiento de la cuenca sedimentaria en el margen activo y el reciclaje de sus depósitos detríticos son mecanismos invocados para explicar la existencia de la importante unidad conglomerática presente en el borde NW de la Cuenca (Sector de Riosa-Olloniego) conocida como Conglomerados de Mieres. En líneas generales, los ciclotemas de este intervalo se podrían asociar con los del tipo Apalachense de Klein y Willard (1989). El intervalo **2C** está formado por transiciones típicas de plataforma deltaica, con la presencia de capas de carbón numerosas aunque poco potentes, alternando con otras facies detríticas finas (**i**, **j**, **k**). Es el intervalo que presenta menores diferencias de subsidencia entre unas áreas y otras del sector estudiado de la Cuenca (Fig. 12), y en el que existe mayor permanencia de los ambientes de llanura deltaica, lo que sugiere una menor actividad tectónica y un equilibrio entre los aportes y la subsidencia de la cuenca sedimentaria. El intervalo **2D** registra ocasionalmente la presencia de conglomerados calcáreos (facies **d** y **e**) en sucesiones laterales a las analizadas por matrices de Markov, que por su reducida dimensión no se han incluido en este análisis. Su pertenencia a ambientes proximales de abanicos aluviales costeros relacionados con los

Conglomerados de Olloniego (Fig. 6, Sector de Riosa-Olloniego), sugiere que en este intervalo se produjo una nueva etapa en la que la progradación dominaría sobre la dinámica de la cuenca de forma semejante a como ocurrió en el intervalo **2B**.

En resumen, podemos indicar que las sucesiones de este sector de la Cuenca Carbonífera Central registran, durante el Westfaliense, procesos de sedimentación episódicos formados por la repetición de múltiples etapas de progradación, abandono e invasión marina que pudieron deberse, en buena parte de los casos, a la movilidad lateral de los sistemas deposicionales deltaicos. La sucesión estratigráfica muestra una tendencia general regresiva o de mayor continentalidad en el carácter de los ciclotemas presentes, en cuya parte final los sistemas de abanicos aluviales alcanzan un gran desarrollo. Estos sistemas detríticos progradaron sobre una plataforma somera de baja energía protegida por bancos bioclásticos o construcciones de algas.

Agueda *et al.* (1989) han calculado las curvas de subsidencia en varias cuencas carboníferas de la Cordillera aplicando la metodología de Selater y Christie (1980) sin reconstrucciones eustáticas, paleobatimétricas ni paleotopográficas y tomando como base de edades absolutas las de Lippolt *et al.* (1984) y Harland *et al.* (1982). Las curvas de espesores descompactados obtenidas (Fig. 29A) muestran velocidades de sedimentación en la Cuenca Carbonífera Central, de menos de 1 cm en 1000 años durante el Tournaisiense y Visense, 10-15cm/1000a durante el Bashkiriense de 6 millones de años de duración, 40cm/1000a durante el Westfaliense A y B, y hasta 150cm/1000a en el Westfaliense D (3 m.a.); este incremento sustancial en la velocidad de sedimentación es un reflejo directo de la variación en la subsidencia en este dominio como consecuencia del comienzo de las deformaciones orogénicas hercínicas. El depocentro de la cuenca sedimentaria varió como consecuencia del avance de la deformación (Fig. 29B), debido al proceso de

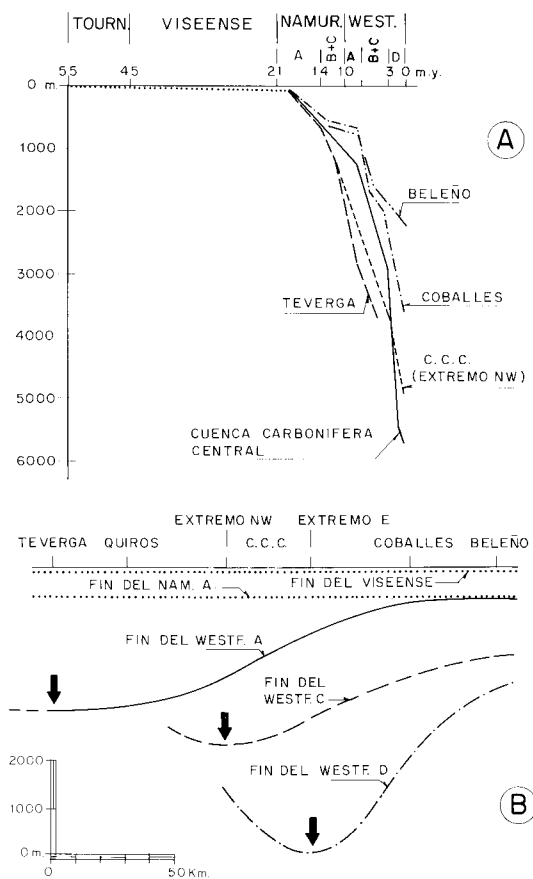


Fig. 29.- A) Curvas de subsidencia descompactadas de las sucesiones carboníferas de Teverga, Cuenca Carbonífera Central, Coballes y Beleño, y B) perfil palinospástico Oeste-Este en el que se muestra la migración hacia el Este de los depocentros durante el Namuriense Superior y el Westfaliense (de Agueda *et al.*, 1989).

acercamiento del área madre y al consiguiente aumento en la entrada de terrígenos.

El estudio de la distribución vertical de las facies, esquematizada en la Fig. 30, ayuda a reconstruir la historia del relleno de la cuenca sedimentaria y a delimitar en el tiempo y espacio (Fig. 31) cuatro megaciclos sedimentarios marcados por una superposición de facies en las que existe una tendencia evolutiva o memoria determinada.

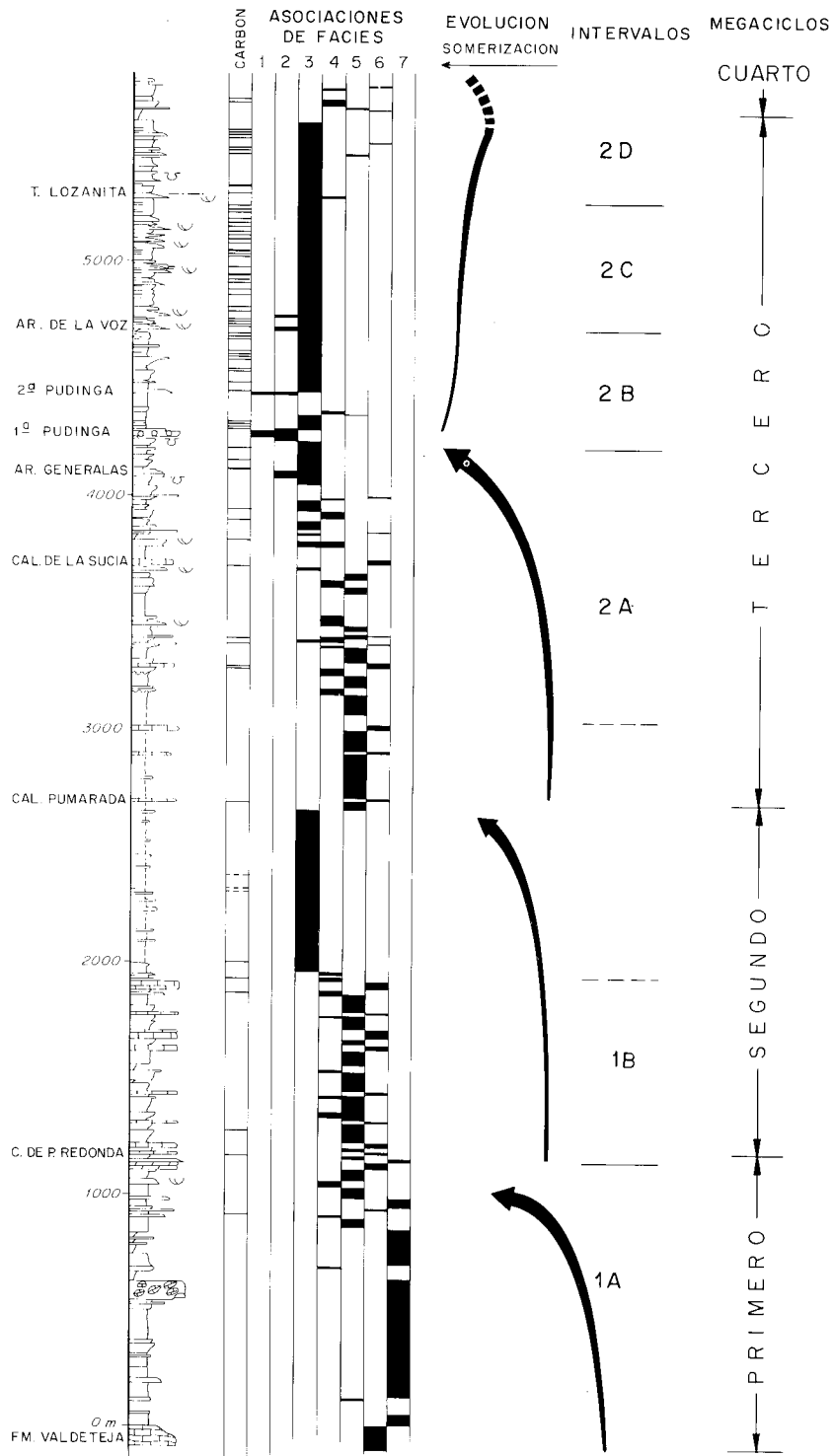


Fig. 30.- Esquema de distribución vertical de facies en la serie general de la Cuenca Carbonífera Central, indicando la posición de los intervalos analizados por Matrices de Markov, y megaciclos deposicionales.

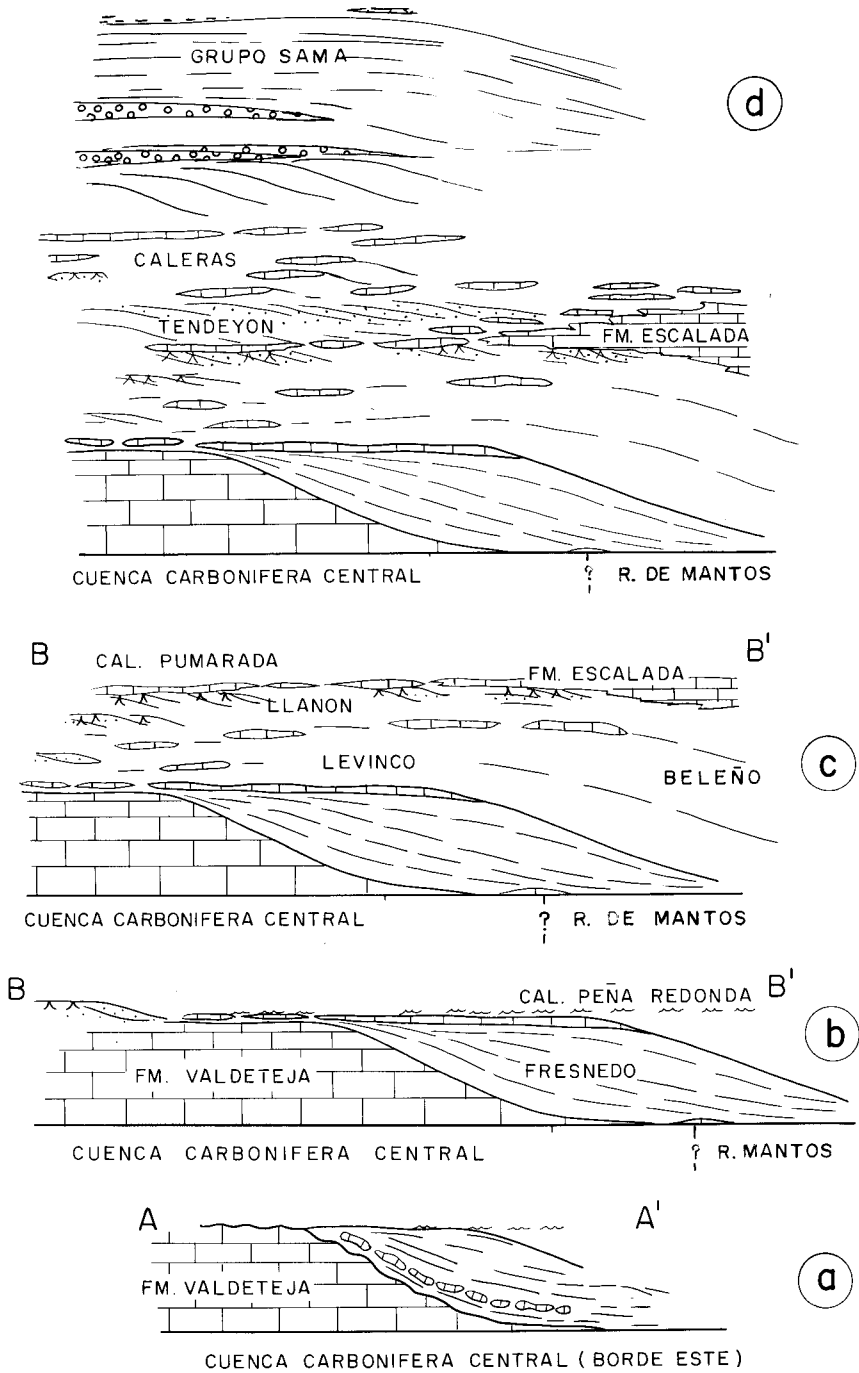


Fig. 31.- Esquema secuencial mostrando las diferentes etapas en el desarrollo de los sucesivos episodios deposicionales. a) Primer megaciclo, según la sección A-A' en la Fig. 20. b, c y d) segundo megaciclo y base del tercero, según la sección B-B' en la misma Fig.

Partiendo de una plataforma carbonatada (Formación Barcaliente) que presenta signos de muy poca profundidad (González Lastra, 1978; Sánchez de la Torre *et al.*, 1983 b) y que se extendió por la práctica totalidad de la Zona Cantábrica, se produjo desde finales del Namuriense A o principios del Namuriense B una diferenciación de dos dominios sedimentarios cuya relación se observa en el borde oriental de la zona que nos ocupa, entre las series de Melendreras y de El Condado (Fig. 8). En uno de ellos, poco subsidente y actualmente visible al Nordeste y Oeste de la Cuenca Carbonífera Central, continuó la sedimentación carbonatada somera (Formación Valdeteja, Fig. 31a) hasta el Bashkiriense Superior, llegando a acumular más de 300 m de sedimentos. En el otro, más subsidente, se abortó la sedimentación carbonatada, y en su lugar se depositaron, bajo condiciones de baja intensidad de sedimentación, lutitas negras (facies **t**) e intercalaciones de turbiditas terrígenas (facies **v**) con aportes probablemente longitudinales a la cuenca. No ha sido posible precisar la edad en que se produce esta sedimentación detrítica fina; su posición en algunas de las secciones directamente sobre las calizas de la Formación Barcaliente sin aparentes señales de discontinuidad, nos hace ver como posible que hubiera comenzado durante el Namuriense (que hacia áreas más orientales evolucionaron a los depósitos condensados de la Formación Ricacabiello, Sjerp. 1967), cuando aún estaba creciendo la plataforma carbonatada de Valdeteja en otras áreas.

A continuación se depositaron megabrechas carbonatadas (facies **x**) originadas en la plataforma carbonatada adyacente, al techo de las cuales los sedimentos muestran una tendencia general de somerización hasta lutitas y areniscas de la asociación 4 con ocasionales depósitos de tormenta (Fig. 31b). Los olistolitos que forman estas megabrechas corresponden al menos a la parte alta de la Formación Valdeteja (E. Villa, com pers.), lo que implica la destrucción parcial de la plataforma carbonatada previamente a la llegada de la mayor parte del ma-

terial terrígeno durante este episodio deposicional, que se evidencia además por el contacto irregular que existe entre dichas calizas y los detríticos, expansivos sobre las mismas. El material terrígeno de la secuencia de somerización que se encuentra sobre las megabrechas corresponde a facies distales de sistemas deltaicos bien representados en esta época en dominios más proximales de la cuenca sedimentaria (Fig. 32), en donde existió una plataforma carbonatada durante el Westfaliense A en la zona de San Emiliano (miembro La Majúa), terrígena con desarrollo de deltas y capas de carbón en La Camocha, y alternancias de unas y otras en la zona de Teverga (parte alta del «Paquete Santianes» e inferior del «Paquete Campiello»).

La fase final transgresiva de este primer megaciclo deposicional está marcada en la Cuenca Carbonífera Central por la Caliza de Peña Redonda, al final del Bashkiriense o principios del Vereyense. Esta caliza, que en su conjunto ha sido considerada un buen nivel cartográfico, está formada por dos términos con facies diferentes claramente separados por sedimentos detríticos (Fig. 20D). El término inferior está formado por calizas bioclásticas (¿facies **r**?) fuertemente dolomitizadas y recristalizadas, con señales de exposición subaérea y un fuerte relieve cárstico (Salvador, 1991), a las que se superponen depósitos de brechas sedimentarias (facies **u**) que pertenecen a una plataforma carbonatada en proceso de destrucción. Sobre ella, o en las zonas hundidas entre los bancos carbonatados, se depositaron facies detríticas finas de plataforma somera y restringida (facies **p** y **q**). Facies semejantes se pueden observar en los cinco afloramientos de la Caliza de Peña Redonda que han sido descritos (Fig. 8), a lo largo de 15 Km, aproximadamente. En esta misma edad, se han observado fenómenos semejantes en áreas relativamente lejanas (Fig. 1): Villanueva (1983) ha descrito calizas brechificadas al Sur del Aramo asociadas a fenómenos de carstificación cerca del límite Bashkiriense-Moscoviense (Leyva y Gervilla, 1983); Carballeira *et al.* (1985), citan brechas

canalizadas en la Fm. San Emiliano producidas por mecanismos de *debris flow* y de una edad, con imprecisión, del tránsito Bashkiriense-Vereyense.

Ante la imprecisión de las dataciones, y a falta de estudios más precisos sobre las distribuciones de las facies en toda la cordillera, existen aún dudas razonables sobre si estos hechos podrían implicar que se ha producido una emersión y destrucción de una plataforma de manera generalizada o al menos muy extendida en la Zona Cantábrica al final de este megaciclo. Dentro de la Calizas de Peña Redonda se plantea una problemática de orden fundamentalmente cronológico: la presencia de dolomitizaciones, carstificación y, sobre todo, facies removilizadas, debería de implicar una revisión del *Nivel de transición* entre Bashkiriense y Moscoviense propuesto por Leyva y Gervilla (1983), y Martínez Díaz *et al.* (1985).

El segundo megaciclo deposicional se desarrolló a partir de las Calizas de Peña Redonda, con un espesor aproximado de 1.800 a 2.000 m e incluye los «Paquetes» Levinco y Llanón de García Loygorri (1974). En sus tramos basales está constituido por ciclotemas típicos del intervalo **1B**, formados por alternancias de facies distales de deltas, de plataforma terrígena y de carbonatos, tanto bioconstruidos como bioclásticos, representando alternancias transgresivas y regresivas (Fig. 31c). La mitad superior de esta secuencia no es visible actualmente en el área estudiada; según datos de zonas adyacentes a la estudiada (Leyva y Gervilla, 1983), se produce una sedimentación fundamentalmente detrítica, con aumento hacia el techo de la cantidad y espesor de las areniscas y de las capas de carbón. Dentro del modelo general, estaríamos situados en ambientes deltaicos que sustituyen progresivamente a los de plataforma marina mixta desde las zonas más occidentales, si bien, como en el primer megaciclo, no existen evidencias de generación de abanicos aluviales en zonas más occidentales.

La edad en que ocurre este megaciclo se puede establecer entre el Vaskiriense inferior,

edad de la primera caliza de esta etapa, y el límite Kashiriense-Podolskiense, coincidiendo con la Caliza de la Pumarada (datada por Martínez Díaz *et al.*, 1985). En esta misma edad, en áreas más orientales (Región de Mantos), la sedimentación es fundamentalmente terrígena con aparición de calizas y capas de carbón en el techo de la Formación Beleño, en una secuencia de somerización que culmina en una capa de carbón inmediatamente por debajo de las calizas de la Formación Escalada (Bahamonde, 1990), la cual tiene una edad comprendida entre el Kashiriense Superior y el Podolskiense Inferior (Martínez Díaz *et al.*, 1985; Méndez y Menéndez Alvarez, 1985; Villa y Heredia, 1988). Esta formación marca el abandono de la progradación o etapa transgresiva final del megaciclo (Fig. 31c); el máximo transgresivo está representado en las Calizas de la Pumarada, que corresponde a la presencia de calizas en la parte más occidental, y sería su equivalente lateral al menos durante un tiempo, aunque no es posible establecer por el momento una mayor aproximación.

Los sedimentos que constituyen la base del tercer megaciclo no ofrecen afloramientos en este área; los datos que existen publicados indicarían la existencia de ciclotemas de tipo deltaico distal alternando con carbonatos y capas finas de carbón que localmente han sido explotadas. Los sedimentos que podemos analizar corresponden a los intervalos **2A** a **2C**; en la parte basal existen diversos niveles carbonatados (Calizas de La Sucia, La Nueva y La Torala) constituidos fundamentalmente por colonias de algas rojas que forman mounds margosos y acumulaciones con pisolitos. La presencia de estas calizas indicaría la existencia de episodios pasivos en aporte de terrígenos a la Cuenca, dando lugar a invasiones marinas muy someras generalizadas o incluso de aguas salobres, y no podemos descartar una posible influencia eustática en ellos. A estos ambientes llegan aportes detríticos sucesivamente más importantes, en una evolución lentamente regresiva (**2A**), registrándose localmente conglomerados silíceos

(serie de La Martinada y al Sur de Mieres) y facies distales de abanicos aluviales (Areniscas de Generalas) que se han interpretado como una manifestación distal de que comienza a desarrollarse el complejo sistema deposicional del «Fan Delta de Mieres» en el Sector de Riosa-Olloniego.

Durante el intervalo **2B** se produce una progradación compuesta por tres etapas en la sedimentación que corresponden a otras tantas cuñas clásticas separadas por etapas pasivas. El máximo regresivo de cada una de ellas se encuentra al techo de los litosomas de la Primera Pudinga y Segunda Pudinga, que constituyen acumulaciones proximales y medias de sistemas de abanicos aluviales, y al techo de la Arenisca de la Voz, reconocida ya anteriormente como una llanura de mareas detrítica, en la que dominan facies medias de abanicos aluviales costeros sobre facies de redistribución de sedimentos (Fernández *et al.*, 1988); las etapas pasivas se evidencian por capas de carbón seguidas por intercalaciones bioclásticas formadas al techo de barras arenosas o como lumaquelas debidas a tormentas, sobre las que se han observado facies de plataforma (asociación 6) solamente en el corte más nor-oriental estudiado (serie del Pozo Venturo).

La situación regresiva producida por la progradación de estos sistemas de abanicos aluviales se mantuvo durante el intervalo **2C** y la mayor parte del intervalo **2D**. Al contrario que en los megaciclos anteriores, donde la fase transgresiva ocurría muy rápidamente, en este caso el proceso tuvo lugar más lentamente (*gradual retrogradation*, Galloway, 1989) encontrándose en equilibrio los aportes y la subsidencia quizá como consecuencia de una mayor cercanía del orógeno en elevación y/o de una actividad tectónica remanente; probablemente el máximo transgresivo se encuentre por encima del Tonstein Lozanita, ya que en este área existen de forma generalizada sedimentos margosos con fauna marina (facies **p**) y ocasionalmente bioconstrucciones (facies **s**). En cuanto a la edad en que se produce este megaciclo, sola-

mente podemos precisar que es posterior al Kashiriense, y que el límite Podoskiense-Miachkoviense puede encontrarse dentro del intervalo **2B** (Luque *et al.*, 1985).

A partir de estos niveles, la sucesión existente no ha podido caracterizarse completamente debido a la carencia de secciones representativas durante todo el intervalo **2D**, pero su parte superior puede incluirse dentro de un cuarto megaciclo deposicional relacionado con el crecimiento de un nuevo complejo de abanicos aluviales costeros, por primera vez de naturaleza calcárea (facies **d** y **e**), que ha sido identificado en áreas más occidentales como un *fan delta* carbonatado (Formación Olloniego en el Sector de Riosa, Pello y Corrales, 1971; «Fan Delta de Olloniego», Fernández *et al.*, 1988, Fig. 6).

CARBON

En la Cuenca Carbonífera Central las capas de carbón aparecen en gran número en todas las series levantadas por encima de la Caliza de Peña Redonda; Kukuk (1928) contabilizaba 67 capas explotables con espesores entre 45 y 160 cm., aunque se han encontrado espesores mayores en éste trabajo (localmente, una de ellas sobrepasa los 2,5 m., de espesor), siendo por el contrario muy abundantes los niveles de carbón menores de 40 cm. Los carbones son de color negro al natural, de raya parda, y pertenecen al grupo de las hullas.

En estudios realizados por el Dr. J. González Prado sobre muestras procedentes de capas explotadas del Grupo Sama y de la parte alta del Grupo Lena, exentas de materia mineral, ha encontrado que en este área de la Cuenca son carbones con contenidos en volátiles entre el 35 y algo más del 40%, con una disminución de este contenido hacia el Sur, llegando a presentar menos del 10% de volátiles en el área del Pajares (Colmenero Navarro y González Prado, 1989). La reflectividad media de la vitrinita, deducida indirectamente de estos contenidos en volátiles, está entre 0,7 y 0,85 en

la zona de estudio, lo que les caracteriza como hullas bituminosas, llegando a ser antracitas en el extremo Sur de la Cuenca. Respecto a su composición maceral, a falta de estudios exhaustivos de las capas, se puede decir que, por término medio, están formados en un 80% por Vitrinita, y el 20% restante por Liptinita e Inertinita irregularmente repartidas (González Prado, com. pers.).

Las capas de carbón presentan intercalaciones de sedimentos muy finos (arcillas y lutitas) en proporciones muy variadas. En los sedimentos pertenecientes al Grupo Lena, las capas de carbón se encuentran asociadas a barras detríticas (facies **m**, **p**), y están frecuentemente erosionadas por facies transgresivas bioclásticas (**q**). Más arriba en la serie (Grupo Sama), las capas de carbón se desarrollan sobre facies de las asociaciones **1**, **2** y **3**, y están cubiertas por lutitas (facies **i**, **o**), eventualmente erosionadas por areniscas canalizadas. En su mayoría se han encontrado sobre suelos de vegetación, aunque esporádicamente pueden aparecer (en relación con facies de plataforma carbonatada del Grupo Lena), directamente sobre areniscas no bioturbadas por raíces. Ocasionalmente son ricas en sulfuros; aunque no se ha estudiado la distribución del contenido en azufre, se ha observado cualitativamente un predominio de alumbres al techo de las capas en sus posiciones más orientales, lo que estaría en concordancia con una sedimentación más alejada del continente en estas zonas.

CONCLUSIONES

Desde el punto de vista estratigráfico, hemos mantenido las divisiones de la serie en Grupo Lena y Grupo Sama en el sentido dado por Barrois (1882) y De Sitter (1949). Las divisiones en «paquetes» reconocidos desde García Loygorri *et al.* (1971) tienen un sentido informal y son de gran utilidad desde el punto de vista de la explotación del carbón, principalmente dentro del Grupo Sama; no se han pro-

puesto, de momento, nuevas unidades estratigráficas formales de rango inferior al de grupo, en espera de la finalización de otros estudios, actualmente en curso, correspondientes a la misma serie en otras áreas de la Cuenca Carbonífera Central. Una de estas unidades corresponde a lo que hemos denominado intervalo **1A**, que equivaldría a una posible Formación Fresnedo, en donde se describen por primera vez olistolitos y brechas calcáreas, y otra de ellas a las Calizas de Peña Redonda en la base del intervalo **1B**, que por su extensión lateral y constancia litológica y de facies podría ser considerada también una formación.

Se ha visto que el espesor de la serie se incrementa hacia el Oeste, en donde son también más abundantes y potentes los sedimentos detríticos gruesos a la vez que disminuyen los carbonatos. Las diferencias de espesor son consecuencia de una subsidencia diferencial en una cuenca de antepaís, más importante en áreas occidentales y suroccidentales de la Cuenca más próximas al orógeno en elevación, mientras el basamento de la cuenca presenta un comportamiento flexural. En la parte de la serie que hemos denominado intervalo **2**, han podido diferenciarse cuatro intervalos con diferentes gradientes en la sedimentación; la tasa de sedimentación aumentó también hacia el techo de la serie, presentando valores que oscilan entre 10×10^{-3} cm/a y 150×10^{-3} cm/a.

El análisis de facies ha permitido precisar que en esta cuenca, con un borde tectónicamente activo durante la sedimentación, se desarrollaron complejos deltaicos y de abanicos aluviales costeros progradando sobre una plataforma marina restringida por bancos carbonatados. Su análisis cuantitativo por matrices de Markov ha mostrado la existencia de un alto grado de condicionamiento en la sedimentación, diferenciándose tres tipos de ciclotemas característicos de diferentes partes de la sucesión: a) El ciclotema característico del Grupo Lena se originó en una plataforma mixta; en el control de la sedimentación parecen haber tenido gran importancia los procesos autocíclicos, aunque de mo-

mento no es posible precisar el papel que pudo haber tenido el eustatismo. b) En la parte inferior del Grupo Sama, el ciclotema característico refleja los procesos de progradación y abandono de abanicos aluviales y deltas en la plataforma; su desarrollo estuvo controlado por procesos tectónicos y por migraciones laterales de los lóbulos. c) El tercer tipo de ciclotema, desarrollado en partes más altas de la serie, se generó por migraciones de los subambientes que integraron la plataforma deltaica. La fase de abandono de la progradación deltaica en los tres tipos de ciclotemas está marcada por la presencia de carbón, seguida, en algunos casos, por carbonatos. El carbón se generó cuando todavía existía un nivel freático de agua dulce o salobre, siendo sustituido por calizas bioclásticas y de algas cuando se implantaron condiciones salinas marinas. El mayor espesor y la mayor frecuencia de las capas de carbón están condicionados por su posición asociada a facies de llanura deltaica y a los momentos más regresivos de la megasecuencia general descrita.

En la evolución del relleno de esta cuenca se han reconocido cuatro megaciclos, generados por otros tantos episodios deposicionales fuertemente controlados por la tectónica. Cada uno de ellos consta de una megasecuencia progradante y otra retrogradante o transgresiva, que podrían ser asimiladas a Secuencias Estratigráficas Genéticas (Galloway, 1989). El primero de estos megaciclos ocupa desde el techo de la Caliza de Valdeteja hasta la Caliza de Peña Redonda, reflejando el relleno de una cuenca pre-existente generada en parte por la diferenciación tectónica y en parte por el creci-

miento de la Formación Valdeteja en áreas circundantes; su edad estaría comprendida entre el Namuriense C superior (o Namuriense B?) y el límite Westfaliense A-B, es decir, desarrollado durante la mayor parte del Bashkiriense. El segundo comprende desde la Caliza de Peña Redonda hasta la Caliza de la Pumarada, y se generó por la progradación de sistemas deltaicos aún relativamente alejados, en una cuenca receptora donde tienen importancia los procesos de bioconstrucción; comprendería sedimentos del Westfaliense B y la mayor parte del Westfaliense C, o, según la equivalencia que estamos usando, Vercyense y Kashiriense. El tercero engloba la mayor parte de los sedimentos con capas de carbón explotadas, y comprende desde la Caliza de la Pumarada hasta unos metros por encima del Tonstein Lozanita. La parte regresiva de este megaciclo corresponde a la progradación del sistema deposicional del «Fan Delta de Mieres» que duraría probablemente hasta el paso del Westfaliense D Inferior al Superior, o paso aproximado Podolskiense-Myachkoviense, y estaría seguida por una etapa retrogradante más desarrollada que en las anteriores secuencias, en la que los aportes detríticos son importantes durante el principio del Myachkoviense, manteniendo un equilibrio con la subsidencia tal que se acumulan más de 800 metros de serie dentro de ambientes de plataforma deltaica. El cuarto, definido en la parte superior de la serie, corresponde al comienzo de la progradación de un nuevo sistema de abanicos aluviales correspondiente al «Fan Delta de Olloniego», que se desarrolla antes del Estefaniense.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada parcialmente por el PIB 86/210 de la CAYCYT. Nuestro agradecimiento a la ayuda desinteresada de los doctores E. Villa, J. R. Bahamonde, P. Barba, J.R. Colmenero y J. González Prado,

tanto en las discusiones previas como en la elaboración de este trabajo, y al departamento de Geología de HUNOSA por las facilidades ofrecidas para realizarlo.

BIBLIOGRAFIA

- Adaro, L. (1914).— Cuenca Carbonífera de Asturias. Emplazamiento de sondeos para investigar la probable prolongación de los senos hulleros por bajo de los terrenos mesozoicos. *Bol. IGME*, **XXXIV**, 4-79.
- Agerberg, F. P. (1974).— *Geomathematics. Mathematical Background and Geo-Science Applications*. Elsevier Sci. Pub. Co. Amsterdam, 596 pp.
- Agueda, J. A.; Bahamonde, J. R.; Barba, F.; Barba, P.; Colmenero, J. R.; Fernández, L. P.; Salvador, C. I. y Vera, C. (1991).— Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Bull. Soc. Géol. France*, **162**, 181-189.
- Agueda, J. A.; Colmenero, J. R.; Fernández, L. P.; Salvador, C. I.; Barba, P. y Barba, F. (1986-87).— Facies generadoras de carbón en el Westfaliense Superior de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana. En: P. Anadón, L. Cabrera y J. de Porta (eds.). *Comunicaciones del XI Congreso Español de Sedimentología. Acta Geol. Hispánica*, **21-22**, 293-306.
- Aigner, T. (1985).— Storm Depositional Systems. Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. *Lecture Notes in Earth Sci.*, **3**, 174 pp.
- Aigner, T. y Reineck, H. E. (1982).— Proximity trends in modern storm sands from the Helegoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana marit.*, **14**, 183-215.
- Allen, J. R. L. (1964).— Studies in fluvial sedimentation: Six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, **3**, 163-198.
- Allen, J. R. L. (1982).— Sedimentary structures. Their character and physical basis. Vol. I-II, *Developments in Sedimentol.*, **30**, 111-135.
- Allen, J. R. L. (1985).— Wrinkle marks: an intertidal sedimentary structure due to a seismic soft-sediment loading. *Sediment. Geol.*, **41**, 75-97.
- Aller, J. A. (1986).— *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*, Serv. Publ. Principado Asturias-Consejería Ind. Com., 180 pp.
- Almela, A. y Ríos, J. M. (1962).— *Investigación del hullero bajo los terrenos mesozoicos de la Costa Cantábrica (Zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infesto)*. E.N. Adaro de Inv. Min. Madrid, 1-171.
- Bagnold, R. A. (1954).— Experiments on a gravity-dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Royal Soc. Proc. Ser. A*, **225**, 49-63.
- Bahamonde Rionda, J. R. (1990).— *Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero Medio y Superior de la Región del Manto del Ponga (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo. 215 pp.
- Barba Regidor, P. y Colmenero, J. R. (1984).— Contribución al conocimiento sedimentológico del Westfaliense superior de la Cuenca Carbonífera Central. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **14**, 35-44.
- Barba Regidor, P.; Salvador González, C. I. y Fernández González, L. P. (1986).— Biohermos algales en el límite de los Paquetes Levínco-Llanón en la Cuenca Carbonífera Central Asturiana (Kashiriense). *XI Cong. Nac. Sedimentología, Resum.*, p. 25.
- Barrois, C. H. (1882).— Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Thèse de Doct., *Mém. Soc. Géol. Nord*, **II**, 630 pp.
- Bates, C. C. (1953).— Rational theory of delta formation. *AAPG Bull.*, **37**, 2119-2162.
- Bless, M. J. M. (1967 a).— On the marine beds of some cyclothems in the Central Carboniferous Basin of Asturias with special reference to their ostracode fauna. *Notas Com. IGME*, **99**, 91-133.
- Bless, M. J. M. (1967 b).— Sobre las facies de ostrácodos del Carbonífero Superior y su uso para correlaciones en las Cuencas Hulleras. *Acta Geol. Hispánica*, **II**, 3-4.
- Bless, M. J. M. (1970).— Environments of some Upper Carboniferous coal basins (Asturias, Spain; Limbourg, Netherlands). *C.R. VI Congr. Int. Strat. Géol. Carbon. Sheffield (1967)*, **2**, 503-516.
- Bless, M. J. M. (1971).— Note on cyclic sedimentation in the Central Carboniferous Basin of Asturias (with «a description of rhythmic units along the road of La Nueva», by R. H. Wagner y C. F. Winkler Prins). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **3**, 41-52.
- Bohor, B. F. (1983).— Volcanic origin of some tonsteins and flint clays in the U.S.A. *C.R. X Congr. Int. Strat. Géol. Carbon, Madrid*, Resúmenes, p. 329.
- Boothroyd, J. C. y Ashley, G. M. (1975).— Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. En: A. Jopling y B.C. Mc Donald (eds). *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. SEPM Spec. Pub.*, **23**, 193-222.
- Bosch, W. J. Van der (1969).— Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leids Geol. Meded.*, **44**, 1-225.
- Bouroz, A. (1962).— Sur la pluralité d'origine des tonstein (A propos d'une cinérite oligocène du Japon). *Annal. Soc. Géol. Nord*, **LXXXII**, 77-94.
- 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. (1983).— The sedimentology and palaeogeographic setting of late Namurian-Westphalian A basin fill successions in the San Emiliano and Cármenes areas of NW León, Cantabrian Mts, NW Spain. En: M.J. Lemos de Sousa y R.H. Wagner (eds.). *Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula (Sedimentology Stratigraphy Palaeontology Tectonics and Geochronology)*. *Anais da Faculdade de Ciências*, Supplement to Vol **64**, 117-170.

- Brongniart, A. (1828).— *Histoire des végétaux fossiles ou Recherches botaniques et géologiques sur les végétaux renfermés dans les divers couches du globe*. Ed. D'Ocagne. París, **1**, 1-488.
- Broquet, P. (1970).— La notion d'olistostrome et d'olistolite - Historique et étude critique. *Annal. Soc. Géol. Nord*, **90**, 77-86.
- Broquet, P. (1978).— Olistostrome, Olistolite. *En: R.W. Fairbridge y J. Bourgeois (eds.). The Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg (Pennsylvania), 508-510.
- Buck, B. J. (1979).— Structure of coarse grained braided alluvium. *Trans. Royal Soc. Edimburg*, **70**, 181-221.
- Burger, K. (1985).— Petrography and chemistry of tonsteins of the coal basins of Western Europe and North America. *C.R. IX Congr. Int. Strat. Géol. Carbon. Washington-Campaign-Urbana-USA (1979)*, **4**, 449-466.
- Burger, K. y Damberger, H. H. (1985).— Tonsteins in the Coalfields of Western Europe and North America. *C.R. IX Congr. Int. Strat. Géol. Carbon. Washington - Campaign - Urbana - USA (1979)*, **4**, 433-448.
- Cant, D. J. (1982).— Fluvial Facies Models. *En: P.A. Scholle y R.D. Spearing (eds). Sandstone Depositional Environments. AAPG Mem.*, **31**, 115-137.
- Carballeira, J.; Corrales, I.; Valladares, I.; Naval, A.; Ruiz, F.; Lorenzo, S.; Martínez-Chacón, M. L.; Méndez, C.; Sánchez de Posada, C. y Truyols, J. (1985).— Aportaciones al conocimiento de la Estratigrafía de la Formación San Emiliano (Carbonífero, Cord. Cantábrica) en su area tipo. *C.R. X Congr. Int. Strat. Géol. Carbon. Madrid (1983)*, **1**, 345-362.
- Caride, C.; Gervilla, M.; Ortuño, G. y Velando, F. (1975).— *Hoja Nº 53 (MIERES)*. M.A.G.N.A 1: 50.000.
- Carr, D. C.; Horowitz, A.; Hrabol, S. V.; Ridge, K. F.; Rooney, R.; Straw, W. T.; Webb, W. y Potter, P. E. (1966).— Stratigraphic sections, bedding sequences, and random processes. *Science*, **154(3753)**, 1.162-1.164.
- Coleman, J. M.; Gagliano, S. M. y Webb, J. E. (1964).— Minor sedimentary structures in a prograding distributary. *Mar. Geol.*, **1**, 240-258.
- Coleman, J. M. y Prior, D. B. (1980).— Deltaic sand bodies. *AAPG Short Course Note Series*, **15**, 171 pp.
- Colmenero Navarro, J. R. y Barba Regidor, P. (1985).— Un tipo de ciclo deltaico en el Westfaliense superior de la Cuenca Carbonífera Central. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **15**, 29-36.
- Colmenero Navarro, J. R. y González Prado, J. (1989).— Paleozoic Coal Basins from Northwestern Spain. *Abstr. 28th Int. Geol. Cong. Washington D.C. USA*, **1**, 317.
- Cook, H. E. y Mullins, H. T. (1983).— Basin Margin Environments. *En: P.A. Scholle D.G. Bebout y C.H. Moore (eds). Carbonate Depositional Environments. AAPG Mem.*, **33**, 540-617.
- Corrales, I.; Carballeira, J. y Manjón, M. (1971).— Los conglomerados del borde NW de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias y la sucesión productiva inferior. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **3**, 75-86.
- Corrales, I.; Rosell, J.; Sánchez de la Torre, L.; Vera, J. A. y Vilas, L. (1977).— *Estratigrafía*. Editorial Rueda-Madrid, 718 pp.
- Dewison, M. G. (1989).— Dispersed Kaolinite in the Barnsley Seam coal (U. K.): evidence from a volcanic origin. *Coal Geol.*, **11**, 291-304.
- Eagar, R. M. C. (1985).— The stratigraphical and palaeoecological distribution of non-marine bivalves in the coalfields of Northwest Spain. *C.R. X Congr. Int. Strat. Géol. Carbon. Madrid (1983)*, **2**, 455-476.
- Elliott, R. E.; Jones, A. R. L. y Rippon, J. H. (1984).— *Procedures in Coal mining geology*. National Coal Board London, 241 pp.
- Elliott, T. (1986).— Deltas. *En: H.G. Reading (ed). Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sci. Pub., 113-154.
- Elliott, T. y Young, R. (1976).— Variability in distributary mouth bar sequences from Upper Carboniferous river-dominated deltas. *B.S.R.G. Spec. Meet. Ancient Delta Morphology*, Abstracts, p. 2.
- Fenton, M. W. y Wilson, C. J. L. (1985).— Shallow-water turbidites: an example from the Mallacoota beds, Australia. *Sediment. Geol.*, **45**, 231-260.
- Fernández, L. P.; Agueda, J. A.; Colmenero, J. R.; Salvador, C. I. y Barba, P. (1988).— A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, Northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas. *En: W. Nemec y R. J. Steel (eds). Fan deltas: sedimentology and tectonic setting*. Blackie and Son. Glassgow, 286-302.
- Feys, R.; García-Loygorri, A. y Ortuño, G. (1974).— Stratigraphie des fascieux productifs de Basin Central des Asturias. *C.R. VIII Cong. Int. Strat. Géol. Carbon. Krefeld (1971)*, 27-43.
- Fielding, C. R. (1984).— Upper delta plain lacustrine and fluvio-lacustrine facies from the Westphalian of the Durham coalfield, N.E. England. *Sedimentology*, **31**, 547-567.
- Fisher, W. L. (1969).— Gulf Coast Basin Tertiary delta systems. *En: W. L. Fisher, L. F. Jr. Brown, A. J. Scott y J. H. McGowen (eds.). Delta systems in the Exploration for Oil and Gas. A Research Colloquium*. Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, 30-39.
- Fisher, W. L.; Brown, L. F. Jr.; Scott, A. J. y McGowen, J. H. (1969).— *Delta systems in the Exploration for Oil and Gas. A Research Colloquium*. Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, 157 pp.
- Fisk, H. N. (1960).— Recent Mississippi river Sedimentation and peat accumulation. *C.R. IVeme. Cong. Avanc. étud. Strat. Carbon. Heerlen (1958)*, **1**, 187-198.
- Flores, G. (1955).— Discussion. *En: E. Berneo (ed.). The results of the studies on petroleum exploration in Sicily. IV Word Petr. Cong. Roma. Boll. Serv. Geol. Ital.*, **58**, 27-50.
- Flores, G. (1959).— Evidence of slumps phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily. *Proc. 5th Petrol. Geol. Cong.*, **Sec. 1**, 259-275.
- Galán Arias, J.; González Prado, J.; Luque Cabal, C. y Fernández Moral, M. (1984).— El Tonstein de La

- Encarnada (C.C.C. Ast.). *I Congr. Esp. de Geología. Segovia*, **II**, 869-879.
- Galloway, W. E. (1989).— Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *AAPG Bull.*, **73**, 125-142.
- Galloway, W. E. y Hobday, D. K. (1983).— *Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal, and uranium exploration*. Springer-Verlag. New York, 423 pp.
- García Loygorri, A. (1974).— Caractères généraux du Bassin Central des Asturies (Espagne). *Extracto de la Publ. del VII Congr. Int. Strat. Géol. Carb. Krefeld (1971)*, **3**, 111-127.
- García Loygorri, A.; Ortuño, G.; Caride, C.; Gervilla, M.; Greber, Ch. y Feys, R. (1971).— El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **3**, 101-150.
- García-Ramos, J. C.; Aramburu, C. y Brime, C. (1984).— Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **14**, 27-33.
- Ginkel, A. C. Van (1987).— Systematics and biostratigraphy of fusulinids of the Lena Formation (Carboniferous) near Puebla de Lillo (—eón, N.W. Spain). *Proc. Kon. Akad. Wet.*, **B 90**, 189-276.
- González Lastra, J. (1978).— Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **10**, 249-259.
- González Prado, J. (1964).— Considérations sur quelques particularités génétiques des premiers tonsteins découvertes dans le Bassin Houiller des Asturies (Espagne). *C.R. Séme Cong. Int. Strat. Géol. Carbon. Paris (1963)*, **1**, 693-704.
- Gran d'Eury, C. (1881).— Notes sur la flore houillère des Asturies. *Annal. Soc. Géol. Nord*, **IX**.
- Gupta, G. D.; Parkash, B. y Garde, R. J. (1987).— An experimental study of fabric development in plane-bed phases. *Sediment. Geol.*, **53**, 101-122.
- Hampton, M. A. (1979).— Buoyancy in debris flows. *Jour. Sed. Petrology*, **49**, 753-758.
- Harbaugh, J. W. y Bonham-Carter, G. (1970).— *Computer simulation in Geology*. Wiley-Interscience. New York, 575 pp.
- Harland, W. B.; Cox, A. V.; Llewellyn, P. G.; Pickton, C. A. G.; Smith, A. G. y Walters, R. (1982).— *A Geologic time scale*. Cambridge Univ. Press, 131 pp.
- Haszeldine, R. S. (1984).— Muddy deltas in freshwater lakes, and tectonism in the Upper Carboniferous Coalfield of N.E. England. *Sedimentology*, **31**, 811-822.
- Haszeldine, R. S. y Anderton, R. (1980).— A braidplain facies model for Westphalian B Coal Measures of north-east England. *Nature*, **284**, 51-53.
- Heredia, N. y Rodríguez Fernández, L. R. (1989).— Mapa Geológico de España E 1:50.000, 2ª ser. Hoja nº 54 (Rioseco). IGME. Madrid.
- Humphreys, M. y Friedman, G. M. (1975).— Late Devonian Catskill Delta Complex in North-central Pennsylvania. *En: M. L. Broussard (ed.). Deltas, model for exploration*. Huston Geol. Soc., 369-379.
- Jackson, R. G. (1978).— Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. *En: A.D. Miall (ed.). Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**, 543-576.
- Julivert, M. (1967).— La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **1**, 59-76.
- Julivert, M. (1971).— L'évolution structurale de l'arc Asturien. *En: ... Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Publ. Inst. Fr. Petrole*, **II**, 1.2.1-1.2.28.
- Julivert, M. y Pello, J. (1967).— Las dos etapas principales de deformación herciniana de la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispánica*, **II**, 77-81.
- Kimpe, W. F. M. (1966).— Occurrence, development and distribution of Upper Carboniferous tonsteins in the paralic West German and Dutch coalfields and their use as stratigraphic marker horizons. *Geol. Stichting Med.*, **n.s. 18**, 3-16.
- Klein, G. de V. y Willard, D. A. (1989).— Origin of the Pennsylvanian coal-bearing cyclothemes of North America. *Geology*, **17**, 152-155.
- Koopmans, B. N. (1962).— The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, **26**, 121-232.
- Krumbein, W. C. (1967).— Fortran IV computer programs for Markov chain experiments in Geology. *Computer Contr. Geol. Surv. Kansas*, **13**, 38 pp.
- Kukuk, P. (1928).— Los yacimientos carboníferos asturianos en la región de la Cordillera Cantábrica. Excursiones del XIV Congreso Internacional celebrado en España en 1926. *Rev. Indust. Min. Asturiana*, **Año XIV (314)**, (315), 161-168, 177-182.
- Kumar, N. y Sanders, J. E. (1974).— Inlet Sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology*, **21**, 491-532.
- Labaume, P.; Mutti, E. y Seguret, M. (1987).— Megeturbidite: A depositional model from the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain. *Geo-Marine Letters*, **7**, 91-101.
- Labaume, P.; Mutti, E.; Seguret, M. y Rosell, J. (1983).— Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Éocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*, **XXV**, 927-941.
- Laveine, J. P. (1977).— Repport on the Westphalian D. *C.R. Symp. Carb. Strat. Praha (1973), Reports by the Working Group of the IUGS Subcom. Carbon. Strat.*, 71-83.
- Leckie, D. A. y Walker, R. G. (1982).— Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Mooseber-Lower Gates Interval. Outcrop equivalents of Deep Basin Gas Trap in Western Canada. *AAPG Bull.*, **66**, 138-157.
- Leopold, L. B. y Wolman, M. G. (1957).— River channel patterns: braided, meandering and straight. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **282**, 85 pp.

- Leyva, F. y Gervilla, M. (1983).— El Carbonífero Medio de la Cuenca Central Asturiana y Zonas Adyacentes. *Libro Guía, X I.C.C. España. E. N. ADARO de Invest. Mineras., Excursión W*, 200 pp.
- Leyva, F.; Granados, L. F.; Solovieva, M. N.; Laveine, J. P.; Lys, M.; Loboziak, S.; Martínez Díaz, C.; Bousmiche, C.; Candilier, A. M. y García Cortes, A. (1985).— La estratigrafía del Carbonífero Medio en el área de Los Tornos-Villoria-Colladona (Sector Oriental de la Cuenca Central). *C.R. X Congr. Int. Strat. Géol. Carbon, Madrid (1983)*, **1**, 231-248.
- Lindholm, R. (1987).— *A practical Approach to Sedimentology*. Allen and Unwin, 276 pp.
- Lippolt, H. J.; Hess, J. C. y Burger, K. (1984).— Istopische alter pyroclastischen Sandininen aus Kaolin-Kohlentonsteinen als Korrelationsmarken für das mitteleuropisch Oberkarbon. *Fortsch. Geol. Rheinld. Westf.*, **32**, 119-150.
- Long, D. G. F. (1978).— Proterozoic stream deposits: some problems of recognition and interpretation of ancient sandy fluvial systems. *En: A. D. Miall (ed.). Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**, 313-341.
- Lotze, F. (1945).— Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, **6**, 78-92.
- Lowe, D. R. (1979).— Sediment Gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *En: L. J. Doyle y O. H. Pilkey (eds.). Geology of continental slopes. SEPM Spec. Publ.*, **27**, 75-82.
- Lowe, D. R. (1982).— Sediment Gravity flows: II. Depositional models with espec. refer. to the High-density turbiditi currents. *Jour. Sed. Petrology*, **52**, 279-297.
- Luque, C.; Gervilla, M.; Saenz de Santa Maria, J. A.; Leyva, F.; Laveine, J. P.; Loboziak, S. y Martínez Chacon, M. L. (1985).— Características sedimentológicas y paleontológicas de los paquetes productivos en el corte de La Inverniza-El Cabo (Cuenca Central Asturiana). *C.R. X Congr. Int. Strat. Géol. Carbon, Madrid (1983)*, **1**, 281-302.
- Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1982).— An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **163**, 256-260.
- Martín Llanca, J. (1979).— *Estratigrafía de la serie del Carbonífero entre Coballes y Tanes*. Tesis de licenciatura. Univ. Oviedo (inédito).
- Martínez Alvarez, J. A. (1962).— *Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias*. IDEA, 232 pp.
- Martínez Díaz, C.; Granados, L. F.; Leyva, F.; Laveine, J. P.; Solovieva, M. N.; Reitlinger, E. A.; Gervilla, M.; Loboziak, S.; Brousmiche, C.; Candilier, A. M.; Pendás, F. y 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 Congr. Int. Strat. Géol. Carbon, Madrid (1983)*, **1**, 249-269.
- Méndez, C. A. y Menéndez Alvarez, J. R. (1985).— Conodontos carboníferos de las regiones del Manto del Ponga y Picos de Europa (Oriente de Asturias, N. de España). *C.R. X Congr. Int. Strat. Géol. Carbon, Madrid (1983)*, **1**, 71-82.
- Miall, A. D. (1973).— Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. *Sedimentology*, **20**, 347-364.
- Miall, A. D. (1977 a).— A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, **13**, 1-62.
- Miall, A. D. (1977 b).— *Fluvial Sedimentology: Fluvial lecture serie notes*. Can. Soc. Petrol. Calgary Canada, 111 pp.
- Middleton, G. V. y Hampton, M. A. (1976).— Subaqueous Sediment Transport and Deposition by Sediment Gravity Flows. *En: P. J. Stanley y D. J. P. Swift (eds.). Marine Sediment Transport and Environmental Management*. J. Wiley & Sons, New York, 197-218.
- Moslow, T. F. (1984).— Depositional Models of Shelf and Shoreline Sandstones. *AAPG Com. Note Series*, **27**, 1-102.
- Mullins, H. T. y Cook, H. E. (1986).— Carbonate apron models: Alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sediment. Geol.*, **48**, 37-79.
- Mutti, E. (1979).— Turbidites et cones sous-marins profonds. *En: P. Homewood (ed.). Sedimentation detritique (fluviale, littorale et marine)*. Inst. Geol. Univ. Fribourg. Swtzerland, 353 pp.
- Mutti, E. y Normak, W. R. (1987).— Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. *En: J. K. Legget y G. G. Zuffa (eds.). Marine clastic sedimentology. Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman. Oxford, 1-38.
- Mutti, E.; Rosell, J. y Seguret, M. (1981).— Origin of a thick, redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of the Hecho Group, south-central Pyrenees, Spain. *Geology*, **9**, 161-164.
- Nadin, T. R.; Hein, F. J.; Gorsline, D. S. y Edwards, B. D. (1979).— A review of mass movement processes, sediment contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *En: L. J. Doyle y O.H. Pilkey (eds.). Geology of continental slopes. SEPM Spec. Publ.*, **27**, 61-73.
- Navarro, D.; Leyva, F.; Rodríguez Fernández, R.; Martínez, F.; Villa, E.; Horvath, V. y Heredia, N. (1988).— *Cuencas Carboníferas ocultas por la cobertera Mesozoico-Terciaria en Asturias*. Colecc. Informe IGME Madrid, 110 pp.
- Naylor, M. A. (1980).— The origin of inverse grading in Muddy Debris-Flow Deposits. A Review. *Jour. Sed. Petrology*, **50**, 1111-1116.
- Nemec, W. (1988).— Coal Correlations and Intrabasinal Subsidence: A New Analytical Perspective. *En: L.J. Kleinspehn y C. Paola (eds.). New Perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag N. York, 161-188.
- Nemec W. y Steel R. (1984).— Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments

- on gravelly mass-flow deposits. *En*: E.H. Koster y R.J. Steel (eds.). *Sedimentology of gravels and conglomerates*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **10**, 1-31.
- Paillette, A. y Verneuil, E. de (1846).— Observations sur les localités Charbonnières importantes des Asturies. Note sur les fossiles des localités ci-dessus. *Bull. Soc. Géol. France.*, **3 (2 S)**, 450-454.
- Pello, J. y Corrales, I. (1971).— Characteristics of the sedimentation of early Westphalian D rocks near the north-western border of the Central Asturian Coalfield. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **4**, 365-372.
- Penland, S.; Boyd, R. y Suter, J. R. (1988).— Transgressive depositional systems of the Mississippi Delta Plain: A model for barrier shoreline and shelf sand development. *Jour. Sed. Petrology*, **58**, 932-949.
- Pérez-Estaún, A.; Bastida, F.; Alonso, J. L.; Marquín, J.; Aller, J.; Alvarez-Marrón, J.; Marcos, A. y 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.
- Plafker, G. (1978).— Avalanche deposits. *En*: R. W. Fairbridge y J. Bourgeois (eds.). *The Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg (Pennsylvania), **VI**, 24-27.
- Read, W. A. (1969).— Analysis and simulation of Namurian sediments in Central Scotland using a Markov-process model. *J. Int. Ass. Math. Geol.*, **1**, 199-219.
- Rosell, J. y Wiczcerek, J. (1989).— Main features of megaturbidites in the Eocene of Southern Pyrenees. *Ann. Societatis Geol. Poloniae*, **59**, 3-16.
- Rust, B. R. (1978).— Depositional models for braided alluvium. *En*: A.D. Miall (ed.). *Fluvial sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**, 605-625.
- Salvador, C. I. (1977).— *Estratigrafía y Sedimentología del borde NW. de la Cuenca Carbonífera Central (Sección de Ablaña-Baña)*. Tesis de Licenciatura (inédito). Univ. de Oviedo.
- Salvador, C. I. (1978).— Datos geológicos sobre el borde N.W. de la Cuenca Carbonífera Central. *Supl. Cien. Bol. IDEA*, **23**, 183-193.
- Salvador, C. I. (1991).— La Caliza de Peña Redonda (Westfaliense A-B): Evolución tecto-sedimentaria (Cuenca Carbonífera Central Asturiana). *Geogaceta*, **9**, 53-56.
- Sánchez de la Torre, L.; Agueda Villar, J. A.; Colmenero, J. R.; Lastra, J. y Martín Llana, J. (1981).— Emplazamiento de deltas progradantes y facies asociadas en el Westfaliense del borde Oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **11**, 141-201.
- Sánchez de la Torre, L.; Agueda Villar, J. A.; Colmenero, J. R.; García-Ramos, J. C. y González Lastra, J. A. (1983a).— Evolución Sedimentaria y Paleogeográfica del Carbonífero de la Zona Cantábrica. *X Congr. Int. Strat. Géol. Carbon. Madrid (1983)*, Excursión F, 154 pp.
- Sánchez de la Torre, L.; Agueda Villar, J. A.; Colmenero, J. R.; García-Ramos, J. C. y González Lastra, J. A. (1983b).— Evolución Sedimentaria y Paleogeográfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. *En*: C. Martínez Díaz (coor.). *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME. Madrid, **I**, 133-150.
- Sánchez de la Torre, L.; Agueda Villar, J. A.; Colmenero, J. R.; González Lastra, J.; García-Ramos, J. C.; Salvador González, C. I. y Martín Llana, J. (1985a).— Deltaic environments in Asturian Westphalian (Spain). *C.R. IX Int. Cong. Strat. Geol. Carbon. Washington-Campaign-Urbana USA (1979)*, **3**, 499-507.
- Sánchez de la Torre, L.; Agueda Villar, J. A.; Colmenero, J. R.; García-Ramos, J. C.; González Lastra, J. y Salvador González, C. (1985b).— Evolución sedimentaria del Carbonífero de la Cuenca Central de Asturias. *C.R. X Congr. Int. Strat. Géol. Carbon. Madrid (1983)*, **3**, 187-196.
- Sclater, J. G. y Christie, P. A. F. (1980).— Continental stretching: an explanation of the post-Mid Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *J. Geophys. Res.*, **85**, 3711-3739.
- Seilacher, A. (1982).— Distinctive feature of sandy tempestites. *En*: G. Einsele y A. Seilacher (eds.). *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag. Berlín, 333-349.
- Schultz, G. (1844a).— Breves informes sobre el estado actual de algunas minas de carbón de Asturias. *Bol. Ofic. Minas*, **8-12**, 95-143.
- Schultz, G. (1844b).— Reseña de los principales criaderos de carbón de Asturias, su situación respecto del mar, estado de las empresas que los explotan e indicación de los caminos y la mejora de puertos que hacen falta para su laboreo en grande. *Bol. Ofic. Minas*, **13**, 147-150.
- Schultz, G. (1858).— *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Edic. José González, 138 pp.
- Selley, R. C. (1970).— Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device. *Q. Jl. Geol. Soc. Lond.*, **125**, 557-581.
- Shaw, A. B. (1964).— *Time in stratigraphy*. Mc Graw-Hill Book Comp. New York, 365 pp.
- Sitter, L. U. de (1949).— The development of the Palaeozoic in NW Spain. *Geol. Mijnbouw*, **XI**, 312-319.
- Sitter, L. U. de (1962).— The hercynian orogenesis in Northern Spain. *En*: ...Some aspects of the Variscan fold belt. Manchester Univ. Press, 1-18.
- Sjerp, N. (1967).— The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **39**, 55-128.
- Teichmüller, M. y Teichmüller, R. (1982).— The geological basis of coal formation. *En*: E. Stack, M. T. Makowsky, M. Teichmüller, G. H. Taylor, D. Chandra y R. Teichmüller (eds.). *Stack's Textbook of Coal Petrography*. Gebrüder Borntraeger. Berlin, 5-86.
- Teale, C.T. y Young, J.R. (1987).— Isolated olistoliths from the Longobucco Basin, Calabria, Southern Italy. *En*: J. K. Legget y G. G. Zuffa (eds.). *Marine clastic sedimentology. Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman. Oxford, 75,88.

- Tood, S. P. (1989).— Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, S. W. Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, **36**, 513-530.
- Truyols, J. (1983).— La Cuenca Carbonífera Central. *En: C. Martínez Díaz (coord.). Carbonífero y Pérmico de España*. IGME. Madrid, **1**, 60-81.
- Truyols, J. y Sánchez de Posada, L. C. (1983).— El Carbonífero Inferior y Medio de la Región de Pliegues y Mantos. *En: C. Martínez Díaz (coord.). Carbonífero y Pérmico de España*. IGME. Madrid, 39-59.
- Udden, J. A. (1912).— Geology and mineral resources of the Peoria quadrangle, Illinois. *U. S. Geol. Sur. Bull.* **506**, 1-103.
- Vera de la Puente, C.; Martín Llana, J. y Colmenero Navarro, J. R. (1984).— Estudio sedimentológico de algunos bancos carbonatados presentes en la serie Moscoviense de Coballes-Tanes (Región de Mantos, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **14**, 45-52.
- Villa, E. (1988).— *Fusilináceos carboníferos del Este de Asturias (N de España)*. Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo (inédita).
- Villa, E. y Heredia, N. (1988).— Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la Región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Bol. Geol. Min.*, **XCIX-V**, 757-769.
- 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. de Oviedo (inédito).
- Walker, R. G. (1975).— Conglomerate: sedimentary structures and facies models. *SEPM Short Course*, **2**, 133-161.
- Walker, R. G. (1984).— General introduction: Facies, Facies Sequences and Facies Models. *En: R. G. Walker (ed.). Facies models. 2ª ed. Geosc. Canada. Repr. Ser.*, **1**, 1-10.
- Weller, J. M. (1964).— Development of the concept and interpretation of cyclic sedimentation. *En: D. F. Merriam (ed.). Symposium on cyclic sedimentation. Kansas Geol. Surv. Bull.*, **169**, 607-621.
- Wentworth, C. K. (1922).— A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, **41**, 306-309.
- Wilson, J. L. (1975).— *Carbonate facies in Geologic history*. Springer-Verlag. Berlín, 471 pp.
- Young, R. (1975).— Mouth bar sequences from the Carboniferous of NW Spain. *C.R. IX Intern. Congr. Sediment. Nice*, **4**, 415-418.
- Zeiller, R. (1881).— Note sur la flore houillère des Asturies. *Mém. Soc. Géol. Nord*, **1**, 1-22.