

# ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DEL CARBONIFERO MEDIO Y SUPERIOR DEL MANTO DEL PONGA (ZONA CANTÁBRICA)

J. R. BAHAMONDE\* Y J. R. COLMENERO\*\*

TRABAJOS DE  
GEOLOGÍA



Bahamonde, J. R. y Colmenero, J. R. (1993).— Análisis estratigráfico del Carbonífero Medio y Superior del Manto del Ponga (Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **19**, 155-193.

La Región del Manto del Ponga es una parte de la Zona Cantábrica intensamente deformada en la cual las series del Carbonífero Medio y Superior se hallan segmentadas dentro de un conjunto de mantos y escamas de cabalgamiento. En este trabajo se analizan los caracteres estratigráficos y sedimentológicos de dichos depósitos y se discuten las condiciones tectono-sedimentarias bajo las que tuvo lugar su sedimentación.

La litoestratigrafía del Carbonífero Medio está integrada por las formaciones Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito. Sus facies integran una macrosecuencia de somerización que evoluciona desde ambientes marinos profundos hasta costeros generadores de carbón. La sedimentación tuvo lugar en una cuenca de antepaís desarrollada en la Zona Cantábrica durante la etapa de máxima actividad diastrófica hercínica.

Los sedimentos del Carbonífero Superior en este área están preservados en el núcleo de los sinclinales de Seberga, Fontecha y Sobrefoz, discordantes sobre otros más antiguos. Tienen un carácter mayoritariamente terrígeno y fueron depositados en forma de abanicos aluviales costeros en cuencas marinas semicerradas formadas durante el plegamiento de láminas alóctonas.

*Palabras clave:* Carbonífero, Manto del Ponga, Zona Cantábrica, Cuenca de antepaís.

The Ponga Nappe Region is a severely deformed part of the Cantabrian Zone where very large thick Middle and Upper Carboniferous deposits are involved in a large number of nappe and thrust units. The aim of this paper is to explain the stratigraphical and sedimentological characters of the successions and propose the tectono-sedimentary conditions in which deposition occurred.

Middle Carboniferous deposits comprise the Ricacabiello, Beleño, Escalada and Fito Formations. Their facies are arranged in a shallowing-upward megasequence which evolved from deep marine to coastal coal-bearing environments. Deposition took place in a foreland basin developed in the Cantabrian Zone when Variscan deformation was most prominent.

Upper Carboniferous deposits are preserved in the core of Seberga, Fontecha and Sobrefoz synclines resting unconformably on older Palaeozoic strata. They develop a mostly terrigenous character and represent fan-deltaic successions prograding into semi-enclosed intra nappe marine troughs.

*Key words:* Carboniferous, Ponga Nappe, Cantabrian Zone, Foreland basin.

\* J. R. Bahamonde. Oficina del ITGE en Oviedo. Plaza de España nº 6, 2º, 33007 Oviedo.

\*\* J. R. Colmenero. Fac. de Ciencias. Univ. Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca.

INTRODUCCION

La Zona Cantábrica, que constituye el dominio más externo del orógeno Hercínico, se caracteriza por poseer una serie carbonífera muy potente y extensa, deformada, según una tectónica de tipo superficial, con mantos y escamas de cabalgamiento. Desde Juliver (1971) se la considera dividida en un conjunto de dominios con rasgos estructurales y estratigráficos propios.

La región del Manto del Ponga, localizada en el núcleo del Arco Astúrico, constituye uno de ellos, ocupando una franja arqueada de Norte a Sur de unos 1.400 Km<sup>2</sup> de extensión, situado entre la Cuenca Carbonífera Central, que le limita al Oeste y Sur; la Unidad del Pisuerga-Carrión, que lo hace por el Sureste, y la Región de Picos de Europa por el Norte y Noreste (Fig. 1). Estructuralmente ha sido estudiada por Julivert (1960, 1967a, b), Villa y Heredia (1988), Alvarez-Marrón y Pérez-

Estaún (1987) y Alvarez-Marrón (1989). Se halla integrada por un conjunto de láminas alóctonas imbricadas y con un desplazamiento horizontal muy variable, ramificadas a partir de una superficie de despegue basal generalizada, situada, como en toda la Zona Cantábrica, en la Fm. Láncara del Cámbrico Inferior-Medio. El último de los trabajos ha diferenciado ocho subunidades estructurales: Mantos de Rioseco, Campo de Caso y de Espinaredo; Sistemas de Beleño y Tornín; Duplex de Los Beyos y Unidades Inferiores de Tarna y Riosol, con un acortamiento total, en la parte central del Manto, de unos 90 Kms., cantidad que sumada a la anchura actual del dominio, en sentido Oeste-Este, transversal a las estructuras, revela una anchura «preorogénica» de la cuenca sedimentaria integrada en el Manto del Ponga de aproximadamente 130 Km.

Estudios estratigráficos y paleogeográficos más generales realizados sobre el Carbonífero

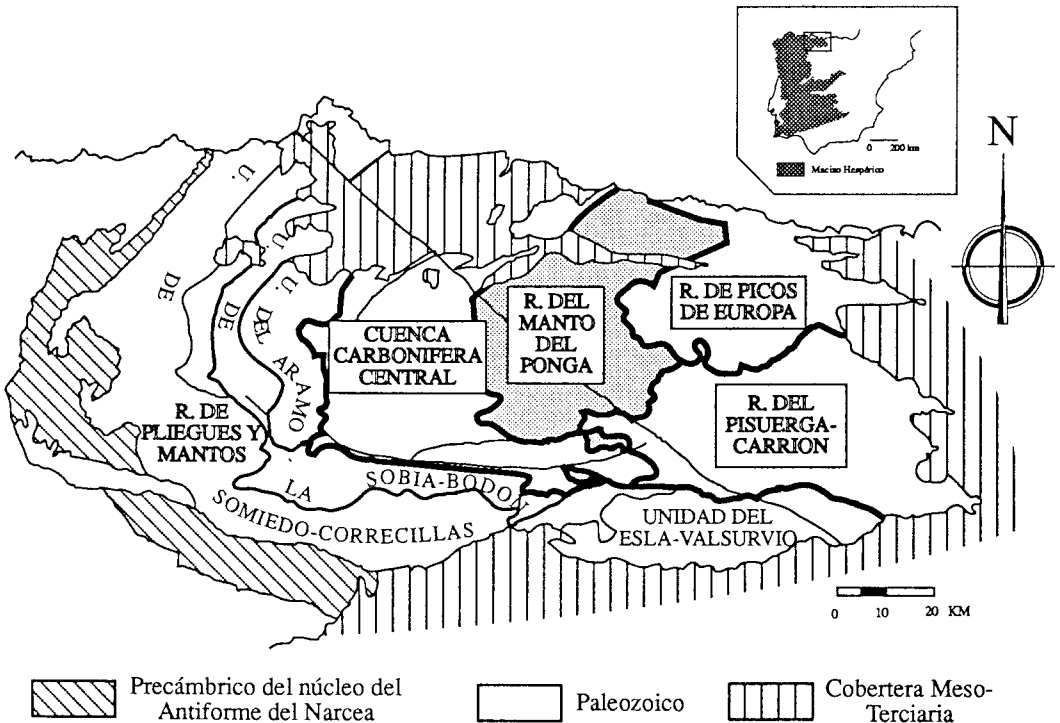


Fig. 1.- Situación del área estudiada en el contexto de la Zona Cantábrica. (Basado en Pérez-Estaún et al., 1988).

de la Zona Cantábrica (Sánchez de la Torre *et al.*, 1981; Sánchez de la Torre *et al.*, 1983; Julivert, 1960; Agueda *et al.*, 1991, entre otros) muestran que la Región del Manto del Ponga ocupó una posición paleogeográfica intermedia entre otros dominios de caracteres sedimentarios bien definidos: la Cuenca Carbonífera Central, donde las series contienen abundantes capas de carbón y los ambientes sedimentarios dominantes son los parálisos costeros; la Región de Picos de Europa, caracterizada por sucesiones carbonatadas de carácter somero, propias de una plataforma aislada de los aportes terrígenos, y la Región del Pisuerga-Carrión, más difícil de definir por su mayor complejidad pero en la que abundan las sucesiones turbidíticas profundas.

El trabajo que aquí se expone se basa en el elaborado por Bahamonde (1990), y pretende cubrir la laguna que para el conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Carbonífero Medio y Superior de la Zona Cantábrica suponía el dominio del Manto del Ponga. Su finalidad es la realización de un análisis estratigráfico y sedimentológico detallado, capaz de diseñar un modelo de sedimentación para la región, y contribuir a la resolución de problemas de índole paleogeográfica y tectonoestratigráfica que todavía plantea la sedimentación carbonífera de la Zona Cantábrica. La complicación tectónica que afecta a toda la unidad repercute tanto en el propio levantamiento de series estratigráficas como en la interpretación y reconstrucción de la propia cuenca, que debería de abordarse a través de difíciles restituciones palinspásticas. Este análisis se basa en el levantamiento de más de 9.000 m., correspondientes a 33 series, en su mayor parte de carácter parcial, consecuencia de las malas condiciones de afloramiento y de la complejidad tectónica.

## UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

En este dominio la sucesión del Carbonífero Medio y Superior se apoya concordantemente

sobre un sustrato muy homogéneo e isócrono constituido por la Fm. Barcaliente, cuyo depósito se realizó, según Martínez-Chacón *et al.* (1985), entre el Serpukhoviense más bajo y el límite Serpukhoviense-Bashkiriense. Está formada por 220 a 260 metros de calizas micríticas tableadas, oscuras y fétidas, en las que hacia el techo se intercalan, localmente, tramos brechoides de cierta importancia.

Sobre esta formación la sucesión característica de la región está formada por las siguientes unidades:

**Formación Ricacabiello.**— Su nombre se debe a Sjerp (1967), quien la definió en la parte más suroriental del Manto del Ponga, describiéndola como una sucesión de lutias pardo-rojizas y verdosas de espesor variable entre 5 y 25 m., con nódulos de chert, limonita y manganeso. Previamente, Julivert (1960) se había referido a estos materiales como «serie roja inferior» o «serie abigarrada», poniendo de manifiesto su carácter condensado. Eichmüller (1986) estudió también esta formación y sus relaciones estratigráficas con las formaciones Barcaliente y Valdeteja. En este trabajo se consideran dentro de ella el conjunto de materiales con rasgos de sedimentación condensada constituidos por lutitas rojizas, pardo-rojizas o verdosas, margas y más escasamente calizas, situado entre las calizas tableadas oscuras de la Fm. Barcaliente y los primeros niveles areniscosos de la Fm. Beleño suprayacente (Fig. 2).

La distribución de espesores de esta formación se muestran en la Fig. 3, observándose que oscilan entre 60 m. en la zona septentrional de la región y 5 m. hacia el borde occidental, suroccidental y nororiental. Sus equivalentes laterales son la Fm. Pizarras de Fresnedo, en la Cuenca Carbonífera Central, y la Fm. Calizas de Valdeteja, en la región de Picos de Europa, Montes del Suevo y Norte de León. Con la primera de las unidades (Fm. Fresnedo) el límite siempre es gradual y se hace a través de un conjunto de materiales que denominamos **Niveles de Transición**, en los que existen va-

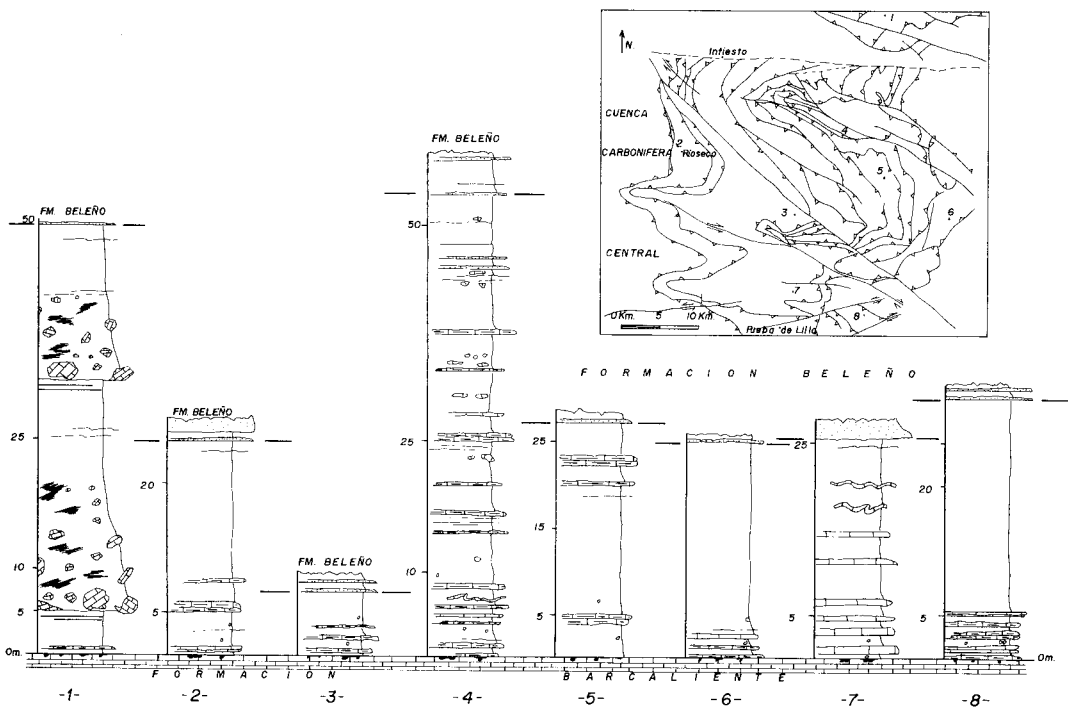


Fig. 2.- Caracterización estratigráfica de la Formación Ricacabiello en base a diversas columnas representativas, correspondientes a las siguientes localidades: 1. Peruyes, 2. Rioseco, 3. Soto de Caso, 4. Sellaño, 5. Valle de S. Juan de Beleño, 6. Oseja de Sajambre, 7. Puerto de San Isidro y 8. Pico Ricacabiello (estratotipo definido por Sjerp, 1967).

riaciones en el contenido de carbonatos y en la coloración de las lutitas; con la Fm. Valdeteja, el límite es brusco, apareciendo en el contacto brechas y olistolitos carbonatados.

Esta formación tiene un carácter claramente condensado, ya que su edad abarcaría todo el Bashkiriense, según Martínez Chacón *et al.* (1985), lo que representa aproximadamente 12 m.a. para un máximo de 60 m. de espesor. No obstante, y de acuerdo con criterios sedimentológicos, probablemente el lapso de tiempo que representa sea menor en las zonas occidentales que en las orientales, ya que, como se verá más adelante, al tratar otras unidades superiores, todas ellas se hacen más jóvenes hacia el Este, en el mismo sentido que la entrada de los aportes terrígenos. Las edades obtenidas en carbonatos resedimentados dentro de la misma, en afloramientos adyacentes a la región de Picos de Europa, corresponden a períodos comprendidos entre el Bashkiriense Superior y el Vereisky Inferior.

**Formación Beleño.**— Fue definida por van Ginkel (1965) y corresponde a un potente conjunto de materiales eminentemente terrígenos ordenados en tres tramos (Fig. 4): inferior, con importantes intercalaciones areniscosas; intermedio, de carácter eminentemente lutítico y muy potente, y el superior formado por lutitas con finas intercalaciones areniscosas y calcáreas (Fig. 5).

Las isopacas de esta unidad (Fig. 6) revelan que posee una morfología en cuña, más potente en áreas occidentales, próximas al dominio de la Cuenca Carbonífera Central (900 m. en el Manto de Caso), desde donde disminuye hasta 185 m. en la Unidad de Oseja de Sajambre. Tal variación va acompañada por un amortiguamiento de la parte areniscosa basal, cuyos valores, referidos a los 100 m. basales de cada sucesión, disminuye desde el 55 al 30%. También existen disminuciones de espesor en sentido N-S dentro de cada subunidad estructural.

MAR CANTABRICO

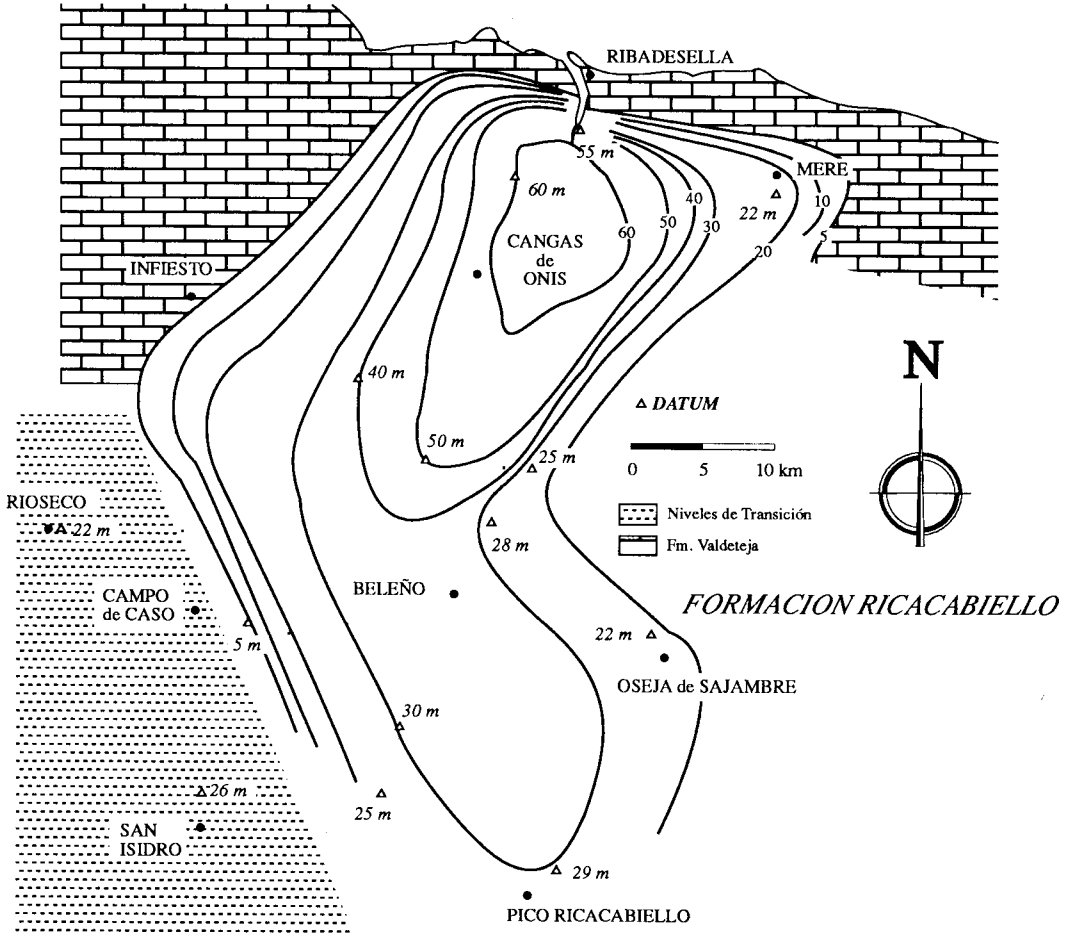


Fig. 3.- Esquema de distribución de espesores de la Formación Ricacabiello.

Su edad plantea graves problemas por la escasez de material paleontológico apropiado. Sjerp (1967) dató un olistolito carbonatado (*Lázaro lense*) existente en la parte media-inferior de la serie del Pico Ricacabiello como Vereisky y, posteriormente, Martínez Chacón *et al.* (*op. cit.*) le asignaron una edad comprendida entre el Bashkiriense terminal y el Kashirsky Inferior. Villa y Heredia (1988), por su parte, pusieron de manifiesto su carácter diacrónico, datando el techo como Vereisky en el Manto de Rioseco y Podolsky Inferior-Medio en el más oriental de Sebarga. Villa (en

Bahamonde, 1990) analizó varias muestras recogidas en tramos calcáreos, brechoides y olistolíticos, situados en la parte inferior de afloramientos occidentales y septentrionales de la zona de estudio, asimilándoles una edad Vereisky y Bashkiriense Superior-Vereisky. La misma autora (Villa, 1988) asignó a la parte inferior o media del Kashirsky el tramo superior de la formación en una sección situada en la parte central del Manto de Caso.

**Formación Escalada.**- Julivert (1960) había denominado a estos materiales «Caliza

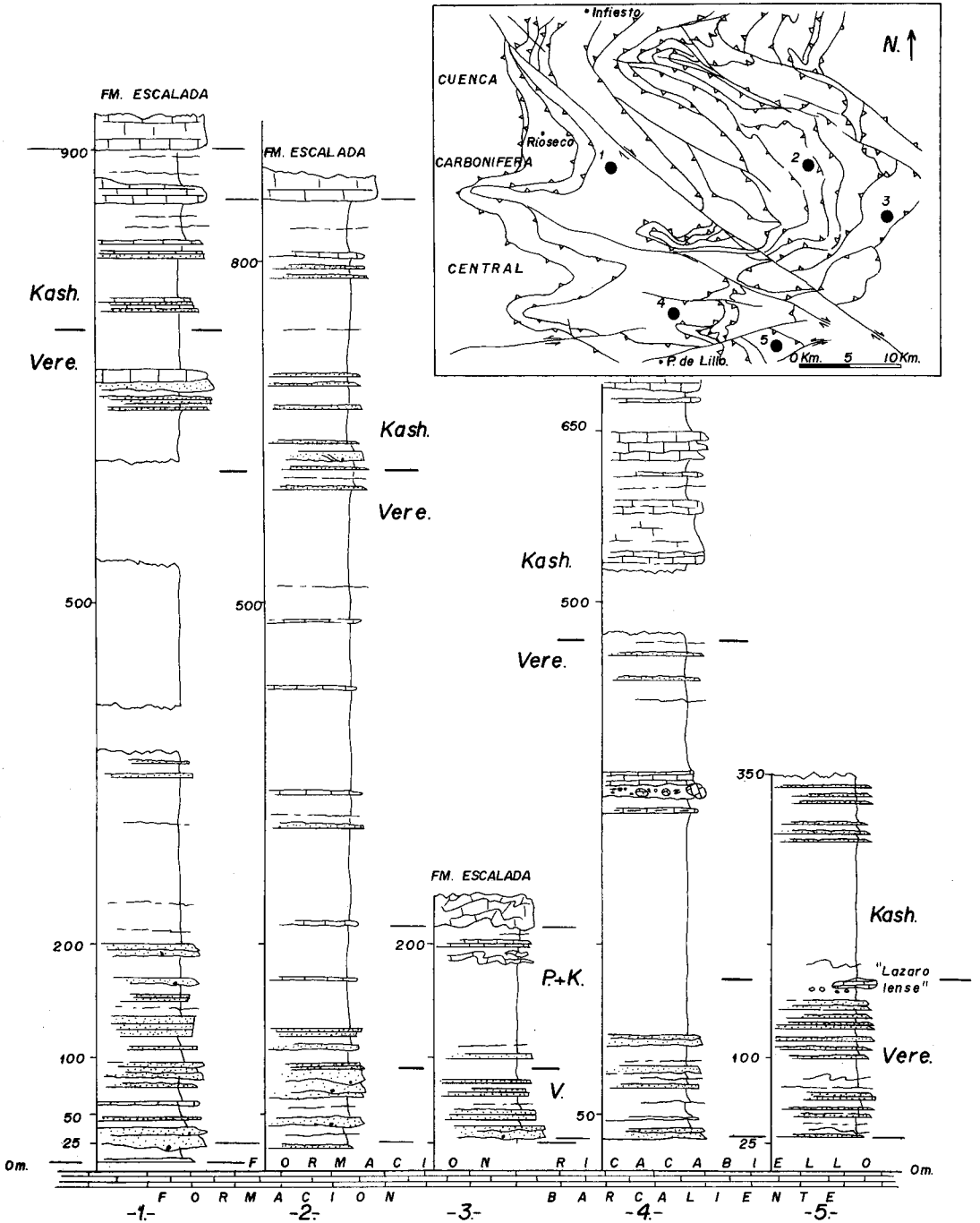


Fig. 4.- Caracterización estratigráfica de la Formación Beleño, en base a diversas columnas representativas de las siguientes localidades: 1. Campo de Caso, 2. Valle de S. Juan de Beleño, 3. Oseja de Sajambre, 4. Puerto de San Isidro y 5. Pico Ricacabiello. Obsérvese la disminución de espesor hacia el Este y Sureste. Los datos de edad están basados en Villa (1988) y Villa y Heredia (1988).

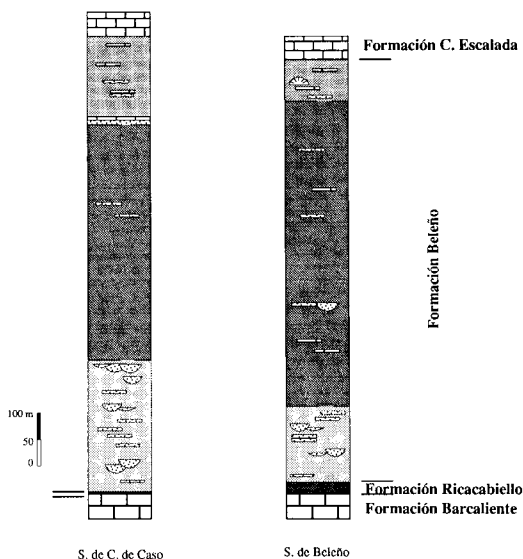


Fig. 5.— Distribución de facies en la Formación Beleño, tomando como sucesiones más representativas las de Campo de Caso y Beleño. Se separan tres partes: una basal, donde se sitúan la mayor parte de las asociaciones facies areniscosas; otra intermedia, eminentemente lutítica, y otra superior, con asociaciones de facies carbonatadas y de alternancias areniscas/lutitas. En general, las asociaciones más distales y profundas se disponen en la parte inferior y las más someras en la superior.

Masiva Superior», pero fue van Ginkle (1965) quien le dió el nombre por el que actualmente se conoce. Litológicamente son calizas micríticas y bioclásticas dispuestas en bancos gruesos, irregulares, masivos y lateralmente discontinuos con locales y delgadas intercalaciones lutíticas y carbonosas (Fig. 7). Arealmente muestra escasas variaciones en litología y facies, configurando una amplia banda de espesor variable entre 200 y 300 m. que se adelgaza progresivamente hacia la Cuenca Carbonífera Central, mientras que hacia zonas orientales la terminación se realiza de forma brusca, con engrosamientos muy importantes en sus márgenes, tal y como ocurre en el pico Tiatordos, donde alcanza de 500 a 600 m. de potencia (Fig. 8) (Bahamonde *et al.*, 1988). En este borde oriental y suroriental son, asimismo, frecuentes las acumulaciones de brechas

carbonatadas y las estructuras de deslizamiento. El límite septentrional es también brusco, con acuñaamientos similares al del Tiatordos (localidad del Carmen, al Oeste de Ribadesella).

Del gran número de datos cronoestratigráficos que varios autores han aportado sobre esta formación, destacamos los de Villa y Heredia (1988), que señalan, al igual que en las formaciones inferior y superior, su carácter diacrónico: con una edad que varía desde Kashirsky-Podolsky en el Manto de Caso hasta Podolsky-Myachkovsky en el de Sebarga.

**Formación Fito.**— Fue descrita por Julivert (1960) como «serie superior con intercalaciones calizas» y por van Ginkel (*op. cit.*) por su nombre actual. Litológicamente es la más heterogénea de todas, ya que está constituida por lutitas, carbonatos, areniscas y capas de carbón. En los afloramientos más occidentales, próximos a la Cuenca Carbonífera Central, las areniscas son más abundantes, mientras que las calizas y lutitas aumentan en sentido contrario (Fig. 9). La distribución de espesores desarrolla también una geometría en cuña, acentuada por el biselamiento parcial que sufren los afloramientos más orientales (serie de Beleño) por la superposición discordante de materiales cantabriense-estefanienses (Fig. 10). También, como en las formaciones inferiores, las mayores potencias se alcanzan en las zonas adyacentes a la Cuenca Carbonífera Central y las menores en áreas más orientales. Las isopacas revelan la existencia de tres sectores: el septentrional, con forma de cuña alargada y estrecha, que está bruscamente limitada, lateral y frontalmente, por las calizas de la Fm. Picos de Europa; el central, del que se dispone de menor número de datos, ya que presenta importantes modificaciones estructurales y el meridional, que presenta de nuevo una morfología saliente hacia el E, con espesores que oscilan desde más de 1.400 m. (serie de Tanes-Coballes) hasta 330 m. en Beleño y menos de 10 m. en Oseja de Sajambre.

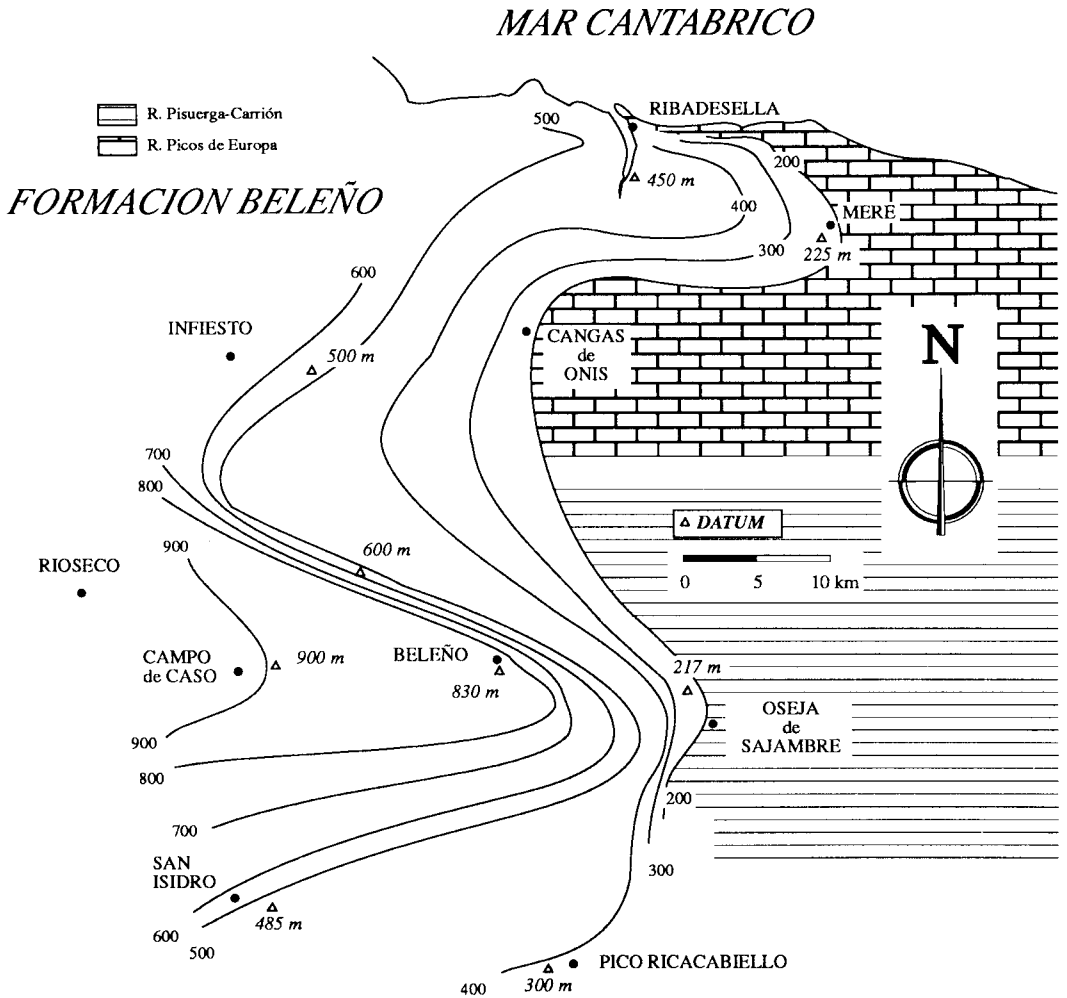


Fig. 6.- Esquema de distribución de espesores de la Formación Beleño.

Respecto a la edad, Villa y Heredia (*op. cit.*) situaron esta formación entre el Podolsky y el Myachkovsky.

**Serie Discordante Superior.**— Se apoya discordantemente, y de forma ocasional paraconforme, sobre las formaciones anteriores en los núcleos de algunos sinclinales existentes en los mantos de Sebarga y de Beleño. La situación presenta importantes variaciones en litología y facies y alcanza su máximo espesor, aproximadamente 250 m., en el Sinclinal de Sebarga. Allí la base está constituida indistinta-

mente por conglomerados calcáreos o por calizas de tipo calcilitífico, teniendo por encima una macrosecuencia grano y estratodecreciente, con areniscas y lutitas alternando, que posteriormente dan paso a lutitas con delgadas intercalaciones lenticulares conglomeráticas (Fig. 11). Colmenero y Bahamonde (1986) describen detalladamente esta sucesión en diversas localidades.

Villa (com. pers. en Colmenero y Bahamonde, 1986) dató con fusulínidos la base de la sucesión como Myachkovsky Superior-Kasimoviense Inferior. Edad Myachkovsky



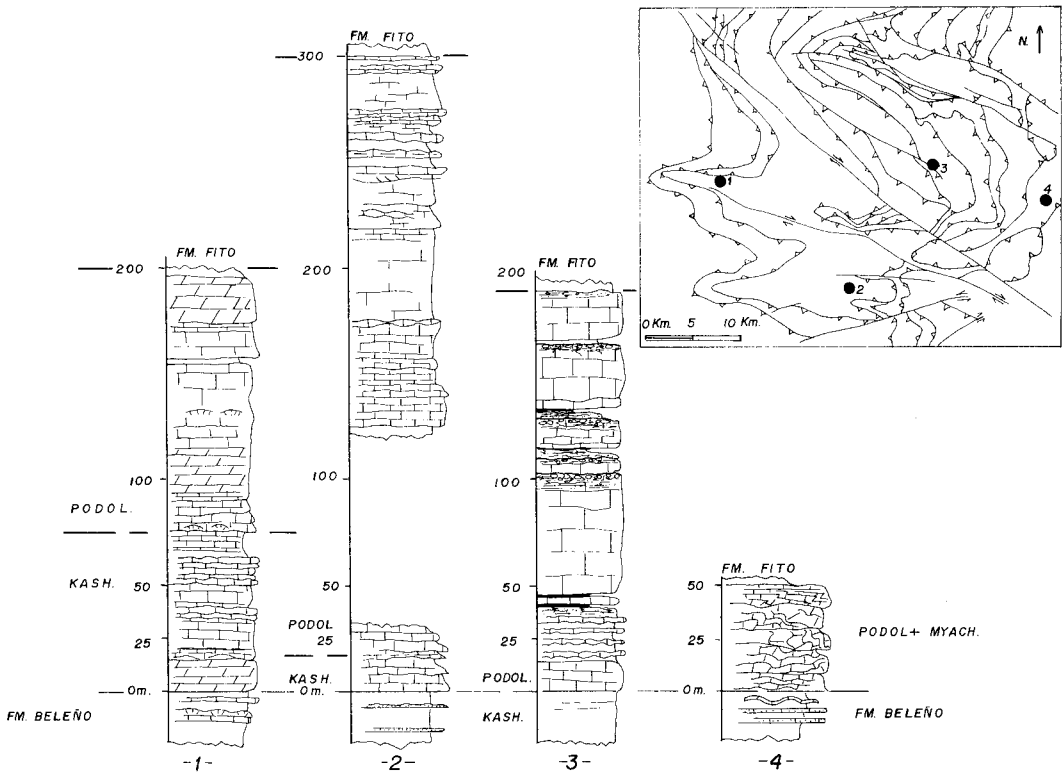


Fig. 7.- Diversas series representativas de la Formación Calizas de la Escalada: 1. Caleao, 2. Puerto de San Isidro, 3. Valle de S. Juan de Beleño y 4. Oseja de Sajambre. Los datos de edad están basados en Villa (1988) y Villa y Heredia (1988).

Superior fue también asignada por esta misma autora (Villa, 1988) a una banda carbonatada existente en el Manto de Beleño, próxima a Sobrefoz.

### ANÁLISIS DE FACIES

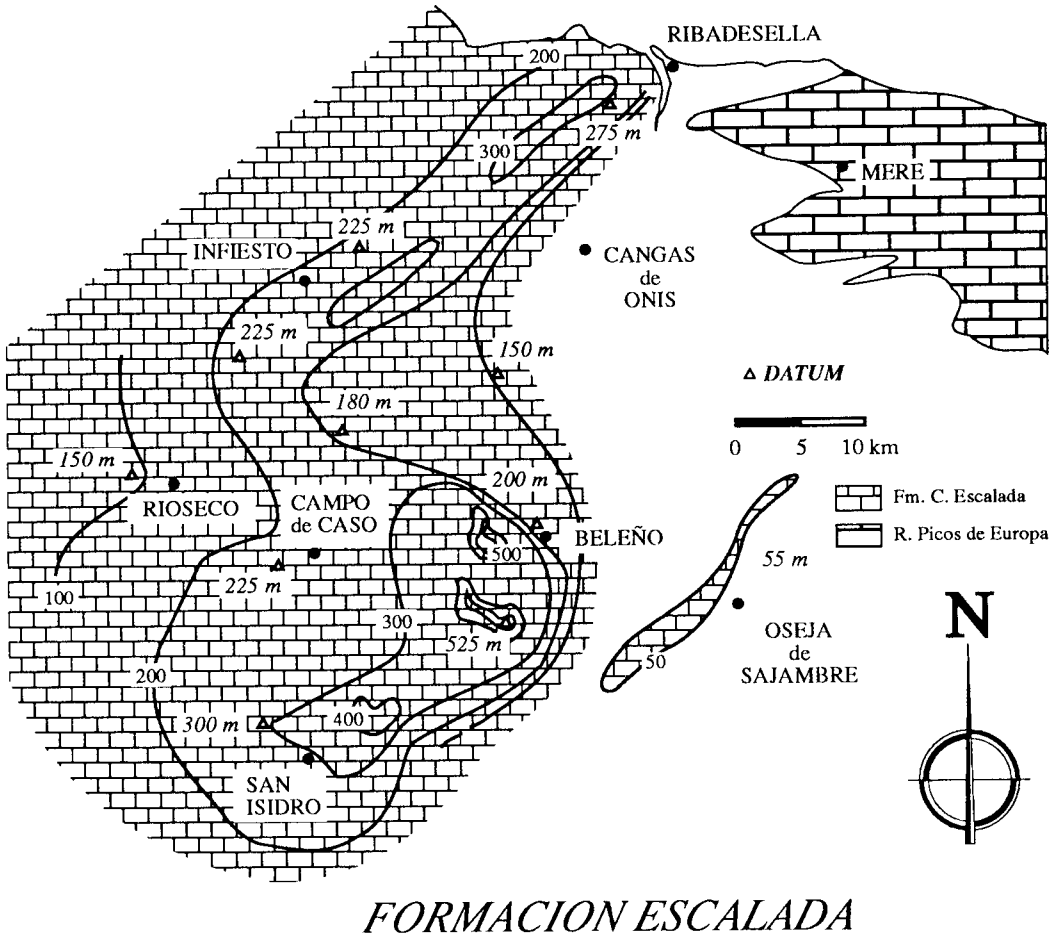
Siguiendo la metodología de Pickering *et al.* (1986), se han establecido tres categorías jerárquicamente relacionadas: **Clase**, **Grupo** y **Facies**. Las **clases de facies**, definidas por un criterio litológico, están divididas en dos o más **grupos de facies**, en base al carácter organizado o desorganizado del depósito, tipo de estratificación, etc.; que, a su vez, se han subdividido en varios **tipos de facies**, y éstas en **subfacies** (ver tabla en la página siguiente).

Las acumulaciones clásticas de la clase A están constituidas fundamentalmente por derru-

bios de naturaleza calcárea sedimentados en zonas submarinas. En las sucesiones westfalienses forman endolistolitos asociados a megabrechas, olistolitos aislados y brechas masivas. Poseen morfología en cuña y se hallan localizadas dentro de las formaciones Ricacabiello y Beleño en áreas próximas a los márgenes carbonatados del dominio de Picos de Europa, así como algunas terminaciones laterales de la Fm. Calizas de la Escalada (pico Tiatorodos) y de la Fm. Fito. Un ejemplo destacado de estas facies lo constituye el nivel diferenciado por Sjerp (1967) como *Lázaro limestone lense* en la sucesión del pico Ricacabiello. Constituye un bloque tabular de aproximadamente 5,2x26 m. de extensión, formado por calizas bioclásticas y bioconstruidas, dispuesto en posición normal, subparalelamente a la estratificación y rodeado por lutitas grisáceas con cantos calcáreos dis-

CLASE	GRUPO	FACIES
A. Conglomerados	A. 1. Desorganizados	A.1.1. Olistolitos y Brechas A.1.2. Megabrechas A.1.3. Brechas masivas A.1.4. Conglomerados masivos A.1.5. Pebbly mudstones A.1.6. Calizas deslizadas
	A.2. Organizados	A.2.1. Brechas gradadas A.2.2. Conglomerados gradados A.2.3. Con estructuras tractivas
B. Carbonatos	B.1. Bioconstrucciones	B.1.1. Bancos de algas B.1.2. Bafflestones B.1.3. Incrustaciones Orgánicas
	B.2. Acumulaciones Mecánicas	B.2.1. Wackestones bioclásticas B.2.2. Packstones bioclásticas B.2.3. Wackestones intraclásticas B.2.4. Oolíticas B.2.5. Muds. y wack. bioclásticas B.2.6. Laminadas
	B.3. Alteraciones Pedogénicas	
C. Areniscas	C.1. Estratificadas en capas no paralelas	C.1.1. Masivas C.1.2. Con estratificación cruzada
	C.2. Estratificadas en capas paralelas	C.2.1. Masivas C.2.2. Con laminación paralela C.2.3. Con estratificación cruzada C.2.4. Con megaripples
D. Lutitas	D.1. Masivas	D.1.1. Pardo-grisáceas D.1.2. Versicolores D.1.3. Negras
	D.2. Microlaminadas	
	D.3. Bioturbadas	D.3.1. Por organismos D.3.2. Por raíces
	D.4. Carbonosas	
E. Alternancias	E.1. Areniscas/lutitas	E.1.1. Simples E.1.2. Sec. Bouma E.1.3. Ripples ola E.1.4. Gradadas
	E.2. Calizas/lutitas	
F. Margas	F.1. Silicificadas, con bioclastos.	
	F.2. Bioturbadas	
G. Carbón		

## MAR CANTABRICO



## FORMACION ESCALADA

Fig. 8.- Esquema de distribución de espesores de la Formación Calizas de la Escalada, que indica un espesor bastante uniforme entre 200 y 300 m. y un brusco engrosamiento hacia su margen oriental.

persos y alternancias tubidíticas de areniscas/lutitas. Su origen como olistolito aislado está indicado por las bruscas terminaciones laterales y verticales que presenta y por el fuerte contraste entre sus caracteres deposicionales, muy someros, y los profundos de los materiales terrígenos circundantes. Su génesis hay que buscarla en el movimiento gravitacional, de aproximadamente siete Km. hacia el Este, de un gran bloque procedente de los escarpes submarinos de plataformas calcáreas localizadas en la parte más suroriental de la Cuenca

Carbonífera Central (Heredia, com. pers.). Dicho desplazamiento estaría favorecido por la morfología tabular del bloque, que facilitaría un deslizamiento relativamente rápido a modo de esquís (*skidding*) sobre un fondo lutítico con presión de poro alta debido a su propio peso.

En la Serie Discordante Superior, las facies conglomeráticas son abundantes y están constituidas por orto y paraconglomerados de cantos y bloques calcáreos con proporción variable de matriz lutítica o areniscosa y cemento carbonatado. Se disponen en capas de hasta 5 m. de es-

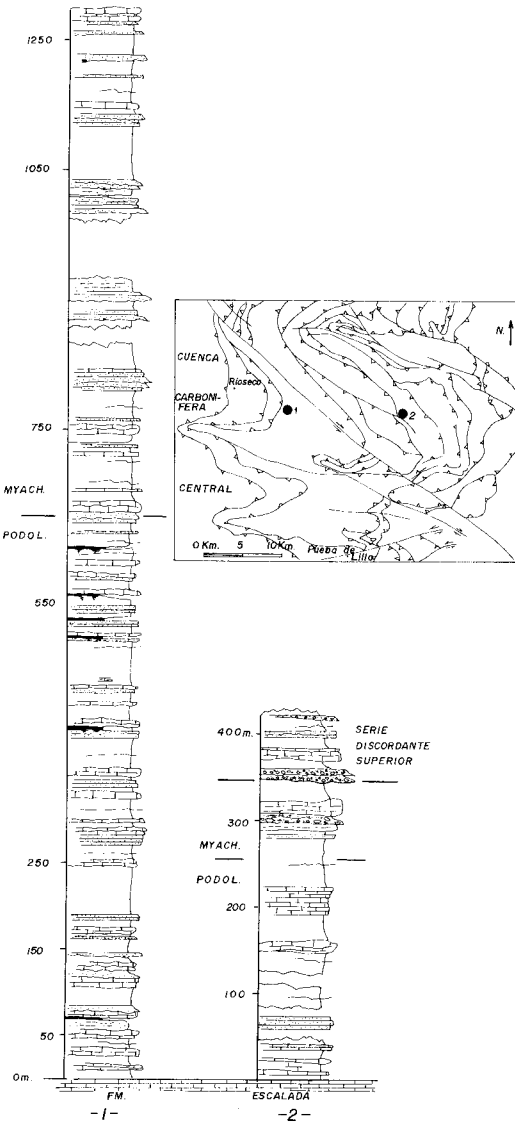


Fig. 9.- Dos series representativas de la Formación Fito en las localidades: 1. Tanes-Coballes y 2. Valle de S. Juan de Beleño, en donde se le superpone una Serie Discordante Superior. Obsérvese la disminución de espesor hacia el Este. Los datos de edad están basados en Villa (1988) y Villa y Heredia (1988).

ces. Las facies más desarrolladas son, dentro del grupo de los conglomerados desorganizados, los ortoconglomerados masivos y paraconglomerados ricos en matriz; en el grupo de los conglomerados organizados, los ortoconglomerados gradados (normal, inversa a normal o inversa) y con estructuras de tracción.

Las facies formadas por carbonatos están especialmente desarrolladas en las formaciones Calizas de La Escalada y Fito, apareciendo en el resto de forma escasa. Dentro del grupo de bioconstrucciones, las facies más características son las formadas por: bancos de algas rodófiticas, bafflestones de algas filoides y rodófiticas, acumulaciones de dasicladáceas e incrustaciones orgánicas. Entre las acumulaciones mecánicas se hallan ampliamente desarrolladas las calizas con texturas wackestone y packstone bioclásticas, wackestones bio e intraclásticas, grainstones y packstones oolíticas y mudstones-wackestones bioclásticas.

Un caso especial lo constituyen las alteraciones pedogénicas, formadas por calizas pseudobrechoides localizadas en el techo de bancos carbonatados en la Fm. Calizas de La Escalada (series de Beleño y Campo Caso) y, más escasamente, en la Fm. Fito. En el primer caso, la facies llega a alcanzar más de 7 m. de espesor y está formada por una fábrica de fragmentos carbonatados heterométricos y de bordes irregulares, soportados por una matriz lutítica escasa; la brechificación se atenúa progresivamente hacia el muro de los bancos, presentando en su techo un carácter residual con encostramientos y acumulaciones de fósiles. El estudio microscópico revela la presencia de estructuras pedogénicas como planos de desecación (*sheet-cracks*), halos ferruginosos de límites difusos, grietas de desarrollo vertical producidas por la bioturbación de raíces con rellenos esparíticos, zonas de alteración con disolución, cementación vadosa, excavaciones orgánicas y *Tubiphytes*. Walls *et al.* (1975), Freytet y Plaziat (1982) y Goldstein (1988) han interpretado depósitos similares como cortezas o suelos calcáreos, formados bajo exposición y diagénesis subaérea, característi-

pesor, amalgamadas o alternando con los otros grupos de facies. Alguna de estas capas puede cubrirse por un delgado intervalo arenoso o limolítico con laminación de ripples de ola y corriente, llegando a tener bioturbación por raf-

cos de regiones poco húmedas, con una estación de lluvias bien definida y de períodos de evaporación intensa, con ascenso por capilaridad de aguas subterráneas. La existencia de raíces, así como su relación con las facies detríticas y carbonosas, apoya esta hipótesis.

Las areniscas están presentes en las formaciones Beleño, Fito y en la Serie Discordante Superior. En los dos primeros casos, la facies más característica es la constituida por areniscas en capas no paralelas, con morfología canaliciforme y estratificación cruzada en surco de mediana y gran escala; subordinadamente existen areniscas masivas en capas no paralelas y

en capas tabulares, masivas, laminadas paralelamente, con estratificación cruzada o megaripples.

En la Serie Discordante Superior, la variabilidad de esta clase de facies es mucho mayor, con una composición que va desde protocarcitas hasta calcarenitas, una clasificación de buena a muy buena y un tamaño de grano de fino a grueso con gránulos dispersos. Las facies más características son las formadas por capas no paralelas compuestas por areniscas cuarcíticas masivas, calcarenitas con laminación paralela, con estratificación cruzada planar o en surco de mediana escala o con ripples y megaripples.

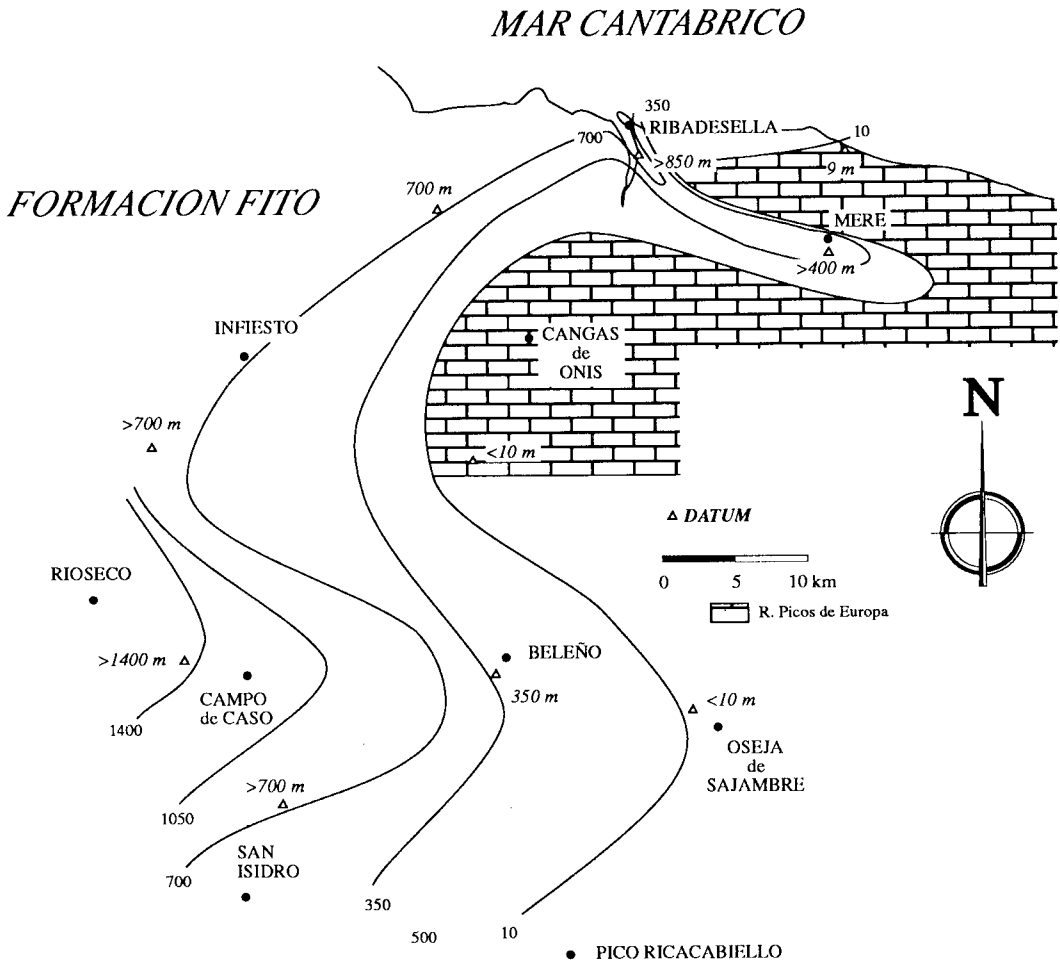


Fig. 10.- Esquema de distribución de espesores de la Formación Fito.

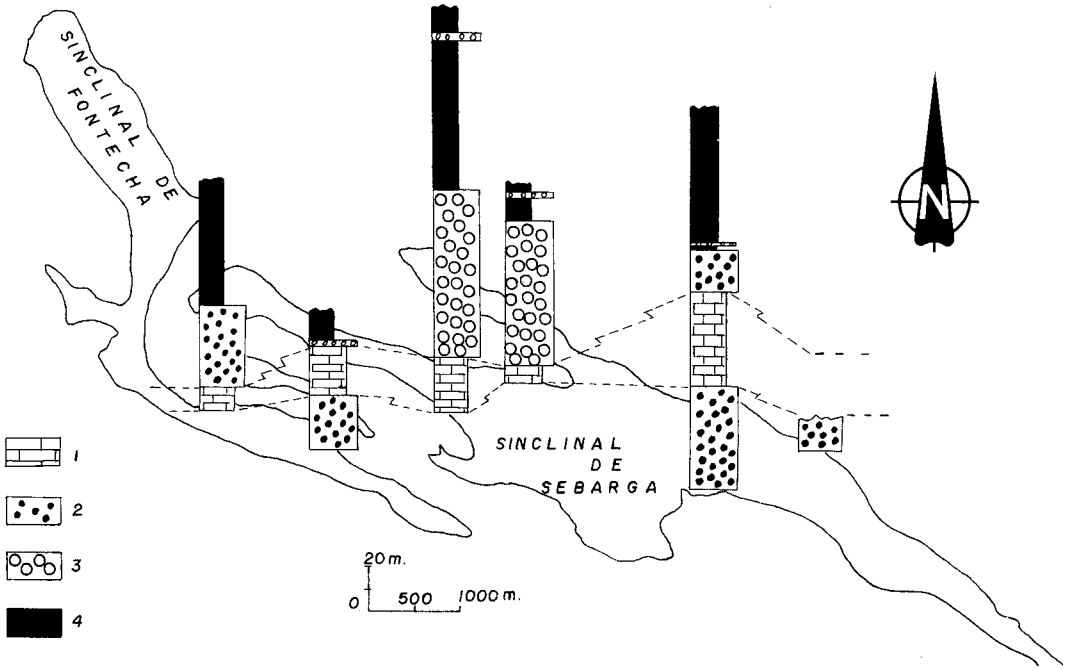


Fig. 11.- Esquema de localización de las distintas columnas estratigráficas realizadas en la Serie Discordante Superior en los sinclinales de Sebarga y Fontecha, con indicación de espesores y distribución vertical de los diferentes grupos de facies: 1. Calizas, 2. Conglomerados con estructuras de tracción (microconglomerados), 3. Conglomerados masivos y gradados y 4. Lutitas y alternancias de areniscas/lutitas.

Las lutitas constituyen un grupo de facies mayoritario en las formaciones Ricacabiello y Beleño, así como en las sucesiones surorientales de la Fm. Fito y en la Serie Discordante Superior, mientras que en la Fm. Escalada aparecen como delgadas intercalaciones entre calizas. El grupo de facies más característico es el constituido por lutitas masivas, tanto pardo-grisáceas oscuras como versicolores, estas últimas características de la Fm. Ricacabiello, donde además son silíceas, pizarrosas y contienen nódulos de chert, siderita y polimetálicos (Mn, Fe, etc.). Lutitas bioturbadas por raíces ocurren asociadas a capas de carbón en los afloramientos más occidentales de la Fm. Fito.

La clase de facies formada por alternancias de areniscas y lutitas representa un porcentaje elevado de los depósitos de la Fm. Beleño y de las series noroccidentales de la Fm. Fito.

Corresponden a alternancias de areniscas litareníticas de grano fino y muy fino con lutitas y limolitas, en proporción muy variable y en capas decimétricas. Dependiendo del ordenamiento interno y del tipo de ciclicidad, se reconocen las siguientes facies: alternancias simples, en las que las capas de areniscas poseen laminación paralela en la parte inferior y cruzada de ripples de corriente u ola, en la superior; alternancias con secuencias de Bouma, principalmente de los tipos  $T_{a-e}$  y  $T_{b-e}$ ; alternancias con laminaciones de ripples de ola, formadas por areniscas de base neta en las que existe un intervalo basal masivo a ligeramente gradado y otro superior con laminaciones de ripples de ola; alternancias gradadas, formadas por areniscas en estratos de varios centímetros de espesor, gradados y ocasionalmente con laminación de ripples. En la Serie Discordante Superior,

forman tramos de orden métrico localizados entre coladas conglomeráticas o bien tramos más delgados a techo de las mismas.

Las margas se han reconocido principalmente en la parte basal de la Fm. Fito en la serie de Beleño, formando tramos de orden métrico y también, como margas silicificadas bioclásticas, en la Fm. Ricacabiello y, como margas bioturbadas, en varios tramos de las diferentes formaciones.

El carbón constituye niveles de escasa importancia económica en la Fm. Fito en el Manto de Caso, donde posee origen autóctono. En la base de la Fm. Escalada, dentro de la sucesión de Beleño, forma capas arrosariadas (de probable origen alóctono) que localmente alcanzan una potencia de 0,9 m., asociadas a facies lutíticas o dispuestas directamente sobre las facies pseudobrechoides.

## ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS CARACTERÍSTICAS

**Formación Ricacabiello.**— Las facies en esta formación son de naturaleza fundamentalmente lutítica y poseen caracteres que indican una sedimentación en condiciones marinas, aislada de los aportes terrígenos. La asociación más característica, identificable en la mayor parte de la formación y pudiendo ocupar incluso su totalidad, está constituida por lutitas versicolores con intercalaciones, en la mitad inferior, de calizas micríticas y bioclásticas, y de lutitas con fauna y lutitas bioturbadas, en el resto (ver Fig. 2). Lateralmente, los únicos cambios notables que se registran ocurren en los límites con los dominios adyacentes de la Cuenca Carbonífera Central y de Picos de Europa. En el primer caso, las sucesiones que forman el tránsito con el Paquete Fresno están compuestas por lutitas pardo-grisáceas con intercalaciones de calizas bioclásticas en la mitad inferior de las secuencias (Fig. 2.2). En el segundo caso, donde la formación está próxima a ser sustituida por las calizas de la Fm.

Valdeteja, se reconocen dos clases de asociaciones: una, en la que las secuencias están integradas por alternancias de lutitas versicolores con nódulos, lutitas pardo-grisáceas y lutitas negras, en tramos de 1 a 2 m. de potencia sin una ordenación secuencial clara (afloramientos de Meré), la otra, caracterizada por la presencia de brechas y megabrechas calcáreas intercaladas con lutitas grisáceas homogéneas, lutitas versicolores y lutitas negras, ordenadas en secuencias granocrecientes que alcanzan hasta 25 m. de espesor (Fig. 2.1).

Desde el punto de vista ambiental, todas las asociaciones caracterizan una sedimentación en zonas de plataforma marina externa y talud sedimentario, alejadas de aportes terrígenos significativos, donde los fenómenos de condensación alcanzaron considerable importancia durante todo el Bashkiriense. En todas ellas, la alternancia de coloraciones verdes a rojizas en las lutitas estaría controlada por el Eh y por la concentración de Fe en el substrato. Datos de McBride (1974) indican que las pizarras versicolores presentan contenidos en Fe superior al 2%, y que la relación  $Fe^{+++}/Fe^{++}$  oscila entre 2:1 y 4:1 en lutitas de tonos rojizos y alcanza valores próximos a 1:3 en las de tonos verdosos. La presencia de nódulos sideríticos puede estar asociada a hiatos o pausas en la sedimentación y los enriquecimientos polimetálicos y de manganeso que existen podrían haber ocurrido por la simple precipitación inorgánica de estos elementos en un substrato marino oxidante y con muy baja velocidad de sedimentación, tal como sugieren Bonatti y Nayndu (1965) y Bonatti *et al.* (1972). La asociación con bloques calcáreos se fomaría en áreas de la cuenca adyacentes a las plataformas carbonatadas de la Fm. Valdeteja, sometidas a procesos episódicos de resedimentación del material calcáreo, introducido mediante deslizamientos gravitativos.

**Formación Beleño.**— Presenta una diversidad de facies mucho mayor que la formación anterior, por lo que sus asociaciones son también más complejas y variadas. Tomando como

criterio de identificación el tipo de facies más característico, las asociaciones pueden reunirse en cuatro grupos principales. Su descripción, siguiendo el orden en que generalmente aparecen en las series, es la siguiente:

**Grupo 1: Asociaciones de carácter olistolítico y brechoide**

Solamente ocurren en la base de sucesiones próximas a dominios en los que se encuentra la Fm. Valdeteja. Es el caso de la sucesión presente en las proximidades de Rioseco, próxima al acuñamiento de la Fm. Valdeteja en Peñamayor (borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central), donde, cerca de su base, se localiza una secuencia clastodecreciente de hasta 16 m. de espesor, formada, de muro a techo, por megabrechas carbonatadas, *pebbly mudstones*, brechas gradas calcáreas, calcilitas con estructuras de tracción, margas y lutitas margosas con bioclastos. Organización similar, aunque incompleta por la ausencia de los depósitos basales más gruesos, también ocurre en las brechas calcáreas existentes en las bases de las sucesiones del Hostal Ribera y de Campo de Caso (Fig. 12). Otro tipo diferente aparece en la serie de San Isidro, donde existen, entre calizas wackestones bioclásticas y lutitas masivas, tramos de 10 a 25 cm. de espesor formados por brechas canaliformes de escasa extensión, asociadas lateralmente con *pebbly mudstones* también carbonatados.

Estas asociaciones proceden de la resedimentación de material clástico calcáreo erosionado de las plataformas carbonatadas adyacentes a la cuenca sedimentaria de la Fm. Beleño. En el primer caso citado, el ordenamiento secuencia existente es muy similar al descrito por Labaume *et al.* (1983) en las megaturbiditas del Eoceno Inferior de la Cuenca sud-pirenaica, generadas, según Johns *et al.* (1981), como resultado de un flujo gravitativo excepcional de probable origen sísmico, capaz de transportar grandes bloques calcáreos desde la plataforma como una colada mediante varios mecanismos re-

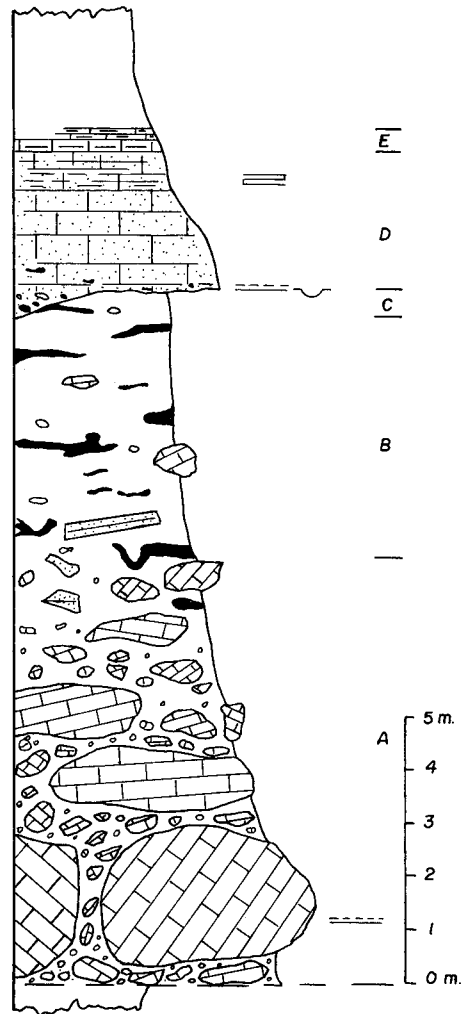


Fig. 12.— Asociación de facies megabrechoideas en la Fm. Beleño presente en las proximidades de Rioseco. Los intervalos señalados (A-E) corresponden a los descritos en Labaume *et al.* (1983) en depósitos megaturbidíticos del Eoceno sudpirenaico. Esta asociación ha sido originada por un proceso gravitacional en el borde de una plataforma carbonatada, correspondiendo los intervalos más finos (D y E) a una suspensión turbulenta (calcarenita-marga).

lacionados entre sí. El transporte llevaría asociada la erosión parcial del substrato, generando fragmentos lutíticos. La fracción fina, transportada en forma de suspensión turbulenta, daría lugar a una corriente de turbidez clásica,



constituyendo los intervalos **d** y **e** (calcarenita y marga) de la megaturbidita. La asociación citada en último lugar procede también de la re-sedimentación de fragmentos de plataformas y montículos calcáreos dentro de ambientes lutíticos más profundos, aunque su escaso ordenamiento sugiere un depósito, probablemente canalizado, en zonas proximales, en las que el material pudo formar conos o franjas de derrumbios (*apróns*).

### Grupo 2: Asociaciones de carácter areniscoso

Son abundantes en la parte inferior y superior de la formación. Sus asociaciones más comunes se realizan con lutitas y con alternancias de areniscas y lutitas formando secuencias grano y estratodecrecientes de varios metros de espesor que a veces se hallan superpuestas formando tramos mayores. La más característica de ellas está compuesta por uno o varios estratos de areniscas de grano fino, lateralmente discontinuos y de geometría canaliforme, y lutitas pardo-grisáceas, masivas o microlaminadas, formando secuencias de varios metros de espesor (Fig. 13.B). En otros casos, las dos litologías señaladas se hallan separadas por un intervalo intermedio, de espesor variable, formado por diferentes facies del grupo de alternancias de areniscas y lutitas. En el caso más común, éstas son alternancias simples y, junto con las areniscas basales y las lutitas superiores, forman secuencias de espesor similar a la asociación anterior (Fig. 13.B). Solamente en las secciones más occidentales (Rioseco) aparecen canales multihistoriados de gran magnitud entre lutitas (Fig. 13.A). De forma más rara, ya que únicamente se ha reconocido en las sucesiones más surorientales de la región, las alternancias forman secuencias de Bouma y están superpuestas a areniscas canaliformes, areniscas masivas y areniscas con laminación paralela, formando secuencias de espesor menor de 10 m. (Figs. 13C. y D). En otros casos la asociación está integrada por areniscas masivas en capas planoparalelas, alternancias simples de lutitas y areniscas con laminaciones

de ripples de ola, lutitas pardo-grisáceas masivas y lutitas microlaminadas, ordenadas en secuencias estratocrecientes y, más raramente, estratodecrecientes, con espesores variables desde pocos a más de 20 m. La potencia de cada una de las facies varía considerablemente de unas sucesiones a otras.

Todas las asociaciones, excepto la citada en último lugar, representan el relleno, simple o complejo, de canales submarinos, localizados en áreas de prodelta o de plataforma lutítica, generados por flujos conectados en su cabecera con la desembocadura de distributarios mayores. En la descrita en primer lugar el relleno es simple, con agradación vertical durante el proceso de abandono; en la segunda, las alternancias simples de areniscas y lutitas podrían ser la consecuencia de procesos de desbordamiento de canales adyacentes o del propio canal en su migración lateral. La asociación tercera posee caracteres que reflejan mayor distalidad y profundidad que las anteriores, y su origen parece estar relacionado con el transporte confinado y en masa de material terrígeno a través de canales y pequeños cañones excavados en zonas de prodelta y plataforma lutítica con suficiente pendiente como para generar ordenamientos turbidicos en los depósitos. La última de ellas, asociación con un ordenamiento secuencial en forma de pequeños lóbulos, representa la sedimentación, en zonas relativamente profundas de la plataforma, de los flujos expansivos arenosos generados en las desembocaduras de cualquiera de los canales anteriores.

### Grupo 3: Asociaciones de carácter lutítico

Este grupo es el que ocupa el mayor volumen en la formación (ver Fig. 5), constituyendo básicamente la parte central de la misma. La asociación más característica, porque llega a constituir tramos de más de 10 m. de espesor, está formada exclusivamente por facies lutíticas, alternando, de forma más o menos aleatoria lutitas masivas con otras microlaminadas y bioturbadas con fauna. Menos frecuentemente,

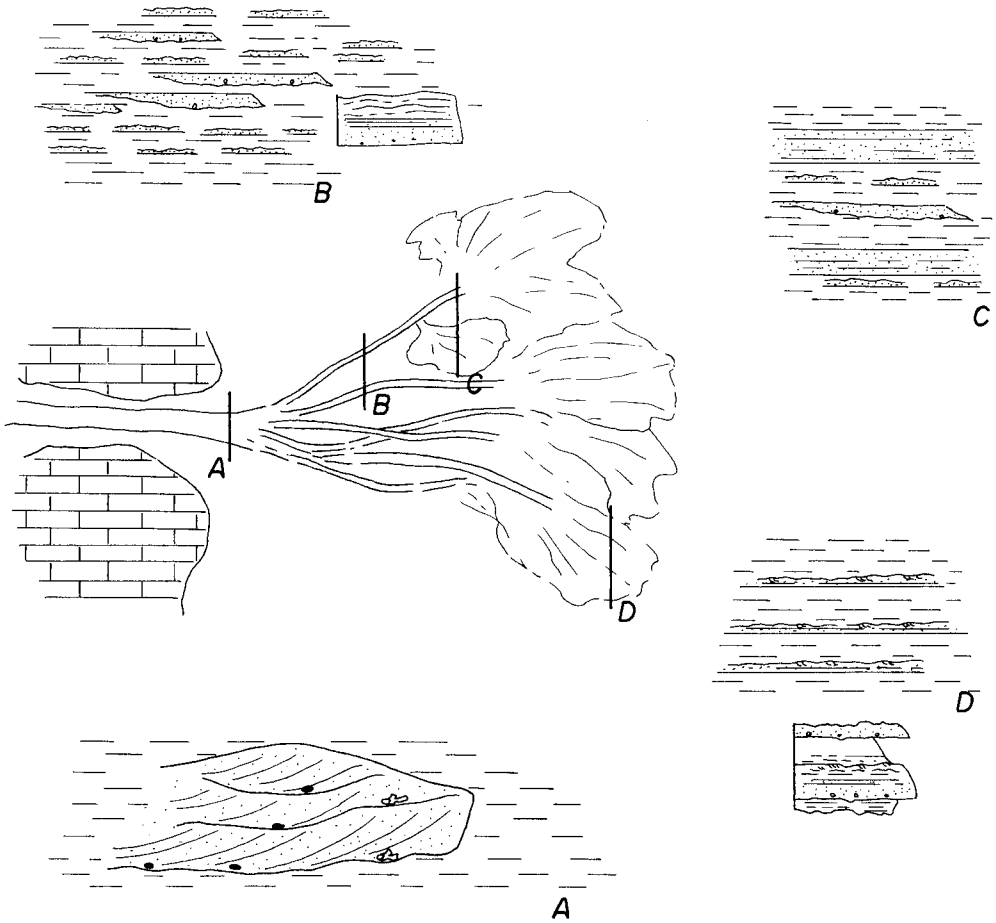


Fig. 13.- Distintas asociaciones de facies areniscosas en la Formación Beleño. **A.** Canales complejos de gran magnitud que contienen una plataforma lutítica (serie de Río seco), **B.** Canales de relleno simple, **C.** y **D.** Zonas intercanal con alternancias arenisca/lutita, características de secciones surorientales, con desbordamientos laterales y frontales a los canales.

las lutitas alternan con calizas o con areniscas. En el primer caso, la asociación más extendida la forman lutitas pardo-grisáceas y lutitas bioturbadas por fauna con calizas wackestones y packstones bioclásticas, intercaladas en forma de estratos delgados y discontinuos. La asociación llega a constituir un conjunto apilado de secuencias próximo a 100 m. de espesor en la serie de Beleño, y, localmente, contiene concentraciones fosilíferas de carácter lumaquéllico en forma de capas gradadas de poca potencia y base erosiva, así como niveles margosos en transición a los bancos calcáreos. En otras oca-

siones, las lutitas pardo-grisáceas y bioturbadas por fauna contienen intercalaciones de areniscas laminadas y con ripples de ola, formando estratos delgados y aislados entre sí, o bien constituyendo niveles de alternancias con algunos metros de espesor. En este caso, las litologías se ordenan tanto en forma de secuencias grano y estratocrecientes, que finalizan con canales o con carbonatos, como a la inversa.

Las asociaciones de facies englobadas en este apartado representan las condiciones de menor energía. La descrita en primer lugar, formada exclusivamente por facies lutíticas, se inter-

preta como correspondiente a zonas de la plataforma localizadas por debajo del nivel de acción del oleaje, donde el depósito mayoritario se generaría por procesos de decantación y registrándose sólo débiles y episódicas corrientes tractivas. Las otras dos asociaciones serían el resultado de la evolución de las condiciones anteriores hacia ambientes más someros y con mayor circulación en dicha plataforma, accesibles a la entrada de material calcáreo o terrígeno. El ordenamiento secuencial existente en la asociación refleja, en unos casos, el carácter progradacional de la sedimentación, y, en otros, las fases transgresivas de la misma.

#### Grupo 4: Asociaciones de carácter carbonatado

Dentro de la Fm. Beleño, en la cual la presencia de carbonatos se restringe casi exclusivamente al techo de la unidad, en el tránsito con las Calizas de Escalada, pueden describirse tres tipos de asociaciones de facies:

La primera, reconocible en la sucesión de Campo Caso, forma un nivel masivo y continuo, de 13 m. de espesor, integrado por un intervalo basal de menos de 1 m. de potencia, formado por calizas wackestones y packstones bioclásticas de grano fino, bien estratificadas; otro intermedio, que ocupa la mayor parte del espesor de la asociación, constituido por calizas masivas mudstones y wackestones bioclásticas, y por bioconstrucciones de algas; y el superior, constituido aproximadamente por 1 m. de calizas packstones y grainstones bioclásticas, con oolitos y organismos incrustantes, estratificadas en estratos delgados, separados, a veces, por interestratos lutíticos (Fig. 14.A). La segunda asociación forma secuencias de hasta de 30 m. de espesor en las series de Pandemules y de Campo Caso, integradas por la siguiente sucesión de facies: lutitas pardo-grisáceas, lutitas microlaminadas, areniscas canaliformes con estratificación cruzada, calizas grainstones oolíticas o bioclásticas, y calizas wackestones, o, más raramente, packstones o wackestones-mudstones, masivas o estratificadas en capas

delgadas (Fig. 14.B). La tercera asociación, reconocible en una intercalación carbonatada existente en la serie de Oseja de Sajambre, está formada por secuencias clasto y granodecrecientes de poco espesor, constituidas, de muro a techo, por calizas bioclásticas e intraclásticas, brechas calcáreas, masivas o gradadas, y calcilitas laminadas (Fig. 14.C); son frecuentes capas rotas y deslizadas.

De este grupo de asociaciones, la primera representa acumulaciones del tipo *mud mounds*, o montículos de fango, desarrollados en plataformas marinas someras. Los tres tipos de facies superpuestos en la asociación se identifican, respectivamente, con los estadios de implantación, crecimiento y fijación descritos en la literatura geológica para el desarrollo de este tipo de acumulaciones. La segunda asociación representa un ciclo regresivo-transgresivo, cuya fase inicial, somerizante, está formada por depósitos terrígenos progradantes sobre áreas de plataforma marina y frente deltaico, llegando incluso a la colonización por raíces. El abandono de dicha tendencia y su sustitución por la fase transgresiva posterior viene marcada, inicialmente, por la presencia de bancos oolíticos, y, posteriormente, por acumulaciones bioclásticas de menor energía, depositadas en ambientes submareales de la misma plataforma. La asociación tercera representa el depósito en los márgenes de las plataformas carbonatadas, relativamente inestables por causas tectónicas o propiamente deposicionales.

#### Formación calizas de la Escalada

Cuatro tipos principales de asociaciones se pueden reconocer en las facies, eminentemente carbonatadas de esta formación:

La primera, y más característica, está integrada por acumulaciones calcáreas (Fig. 15), de origen mecánico y bioconstruido, formando montículos yuxtapuestos entre sí, de techo convexo y alturas de hasta 80 m., o más raramente, bancos de geometría aproximadamente tabular con varios cientos de metros de longitud. Las

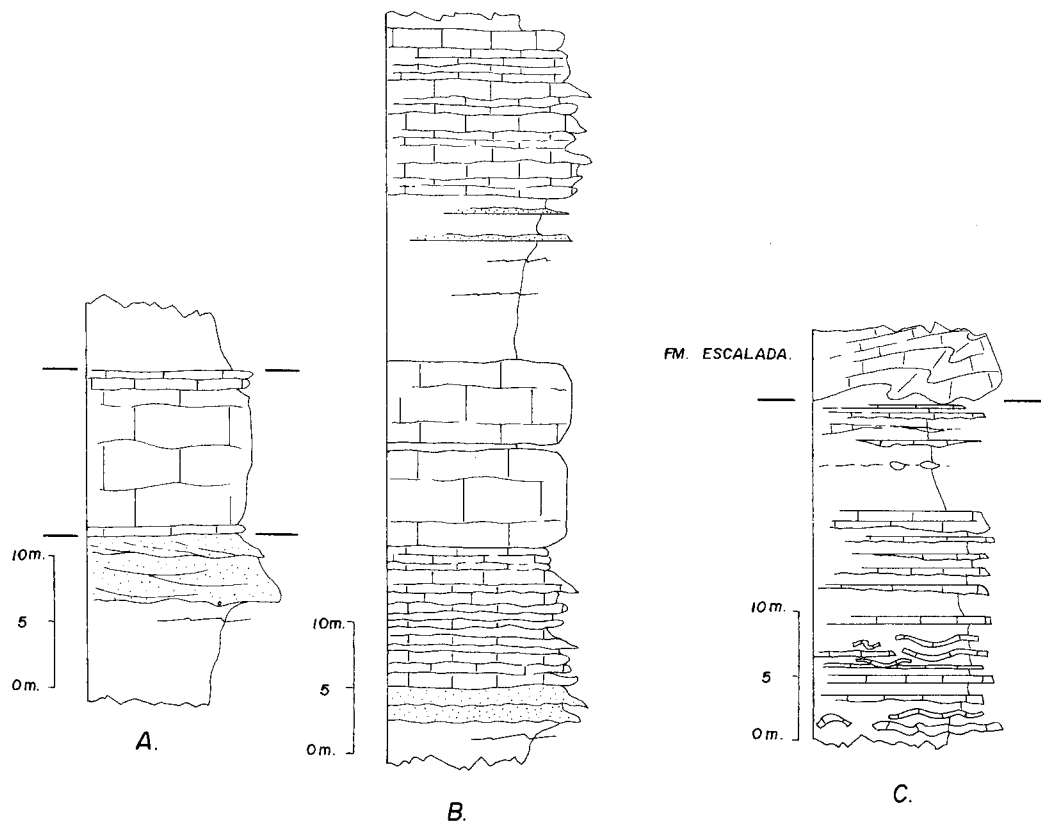


Fig. 14.— Asociaciones de facies carbonatadas más características en la Formación Beleño, localizadas en su parte superior: **A.** Serie de Campo de Caso, **B.** Serie en la Sierra de Pandemules y **C.** Serie de Oseja de Sajambre.

facies de origen mecánico están formadas por calizas mudstones y wackestones, bioclásticas o peloidales, y, de forma subordinada, por calizas wackestones y packstones y packstones bioclásticas constituyendo un intervalo basal estratificado. Las acumulaciones bioconstruidas son bindstones y bafflestones, así como acumulaciones algales de carácter parautóctono. Ocasionalmente se intercalan estratos ondulado de calizas wackestone con intraclastos.

El segundo tipo de asociación (Fig. 16) es muy escaso (solamente se ha reconocido en la sucesión de Beleño), pero de gran importancia sedimentaria. Está formado, de muro a techo, por la siguiente sucesión de facies: calizas brechoides (Fig. 17), lutitas con fauna marina, lutitas con cantos y bloques dispersos; siendo frecuentes las estructuras de deslizamiento en los tra-

carbón. La secuencia se encuentra incompleta en bastantes ocasiones, llegando incluso a aparecer el carbón entre dos bancos carbonatados.

Otro grupo de asociaciones se desarrolla en las zonas de acuñamiento de la plataforma, donde se forman acumulaciones discontinuas de hasta 25 m. de espesor, con una ordenación secuencial clasto y granodecreciente. En unas ocasiones la base está constituida por olistolitos y megabrechas calcáreas desorganizadas, que pasan verticalmente a niveles carbonatados estratificados en los que alternan brechas masivas y gradadas con calizas rudstones y packstones intraclásticas y bioclásticas (encriníticas), y a margas silíceas con bioclastos y lutitas masivas con cantos y bloques dispersos; siendo frecuentes las estructuras de deslizamiento en los tra-

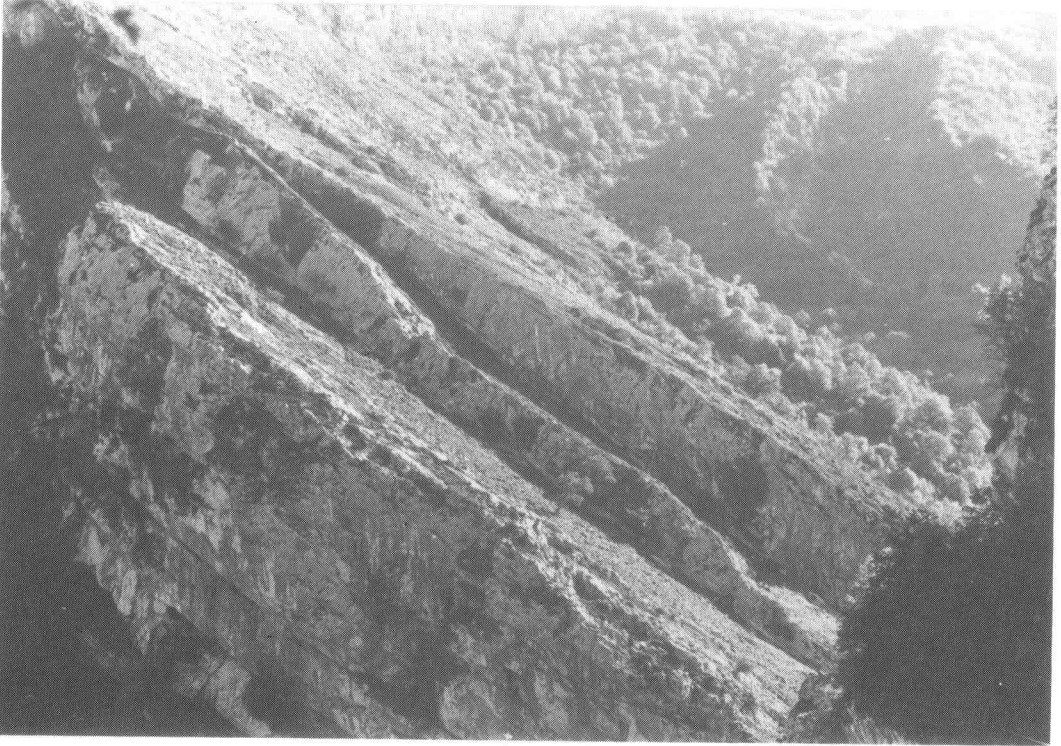


Fig. 15.- Acumulaciones de origen mecánico y bioconstruido formando montículos yuxtapuestos o bancos tabulares más gruesos y continuos, que constituyen la asociación de facies más característica de la Formación Calizas de la Escalada. Fotografía tomada en el Valle de S. Juan de Beleño. Al fondo, la Fm. Fito, lutítica con intercalaciones carbonatadas gruesas.

mos estratificados. En otras ocasiones, son depósitos discontinuos de hasta 20 m. de potencia, ordenados en sentido clasto y granodecreciente dentro de una sucesión lutítica muy espesa. De muro a techo se suceden: calizas gradadas rudstones y packstones bioclásticas e intraclásticas, alternancias de calizas wackestones bioclásticas laminadas y calizas margosas, y margas con espículas de esponjas, localmente con clastos calcáreos; son frecuentes las estructuras de deslizamiento.

La primera asociación la identificamos con montículos de fango o *mud mounds*, similares a los conocidos como *Waulsortian mud mounds*, descritos en el Carbonífero de Irlanda por Less (1964) y Wilson (1975) y en el Carbonífero Inferior de Europa y América del Norte por Less y Miller (1985). Constituyen parches de

fango con varios cientos de metros de diámetro, desarrollados en ambientes sublitorales someros de plataformas marinas con aguas claras, salinidad normal, buena oxigenación y condiciones energéticas bajas a moderadas. Su morfología varía desde bancos de escaso relieve, gran extensión areal y acuñaientos laterales suaves, en las acumulaciones formadas por facies de origen mecánico, hasta montículos de pendientes más abruptas y menor extensión lateral, en las acumulaciones dominadas por las facies bioconstruidas. La presencia de comunidades de algas fue importante, tanto para el desarrollo del banco como para la fijación del sedimento. La segunda asociación representa alteraciones pedogénicas del techo de los *mounds* durante períodos más o menos largos, en los que sobre las acumulaciones carbonatadas lle-

garon a desarrollarse ambientes de *lagoon*, marisma e incluso pantanosos, con facies de lutitas carbonosas y carbón.

El último grupo de asociaciones de facies se generó por la resedimentación de material calcáreo, procedente de los márgenes de plataformas y montículos aislados, dentro de zonas de las cuencas adyacentes a las mismas.

### Formación Fito

Es la unidad litoestratigráfica tratada en este trabajo que exhibe mayor número de facies. De cada clase de ellas, las asociaciones más características son las siguientes:

#### Grupo 1: Asociaciones de carácter olistolítico y brechoide

Estas asociaciones, débilmente organizadas, se han reconocido en Llovio, donde las formaciones Fito y Picos de Europa se ponen en contacto erosivo, y en la serie del valle de Beleño.

En el primer caso están constituidas por olistolitos, megabrechas y brechas carbonatadas, soportadas por matriz lutítica, y en el segundo son brechas y parabrechas con una gradación clastodecreciente grosera.

Estas asociaciones revelan la existencia de taludes y pendientes submarinas en el límite entre los dominios de Picos de Europa y del Ponga durante la sedimentación de la Fm. Fito. La acumulación de fragmentos calcáreos tuvo lugar por deslizamiento gravitacional y mediante suspensiones densas activadas como consecuencia de inestabilidades tectónicas o erosión subaérea.

#### Grupo 2: Asociaciones de carácter carbonatado

La asociación más característica de este grupo está integrada por acumulaciones de hasta 10 m. de espesor, formadas por la sucesión de calizas wackestones y packstones bioclásticas, estratificadas y más raramente masivas, bioconstrucciones de algas rodofíceas y filoides, calizas con incrustación orgánica y, de forma

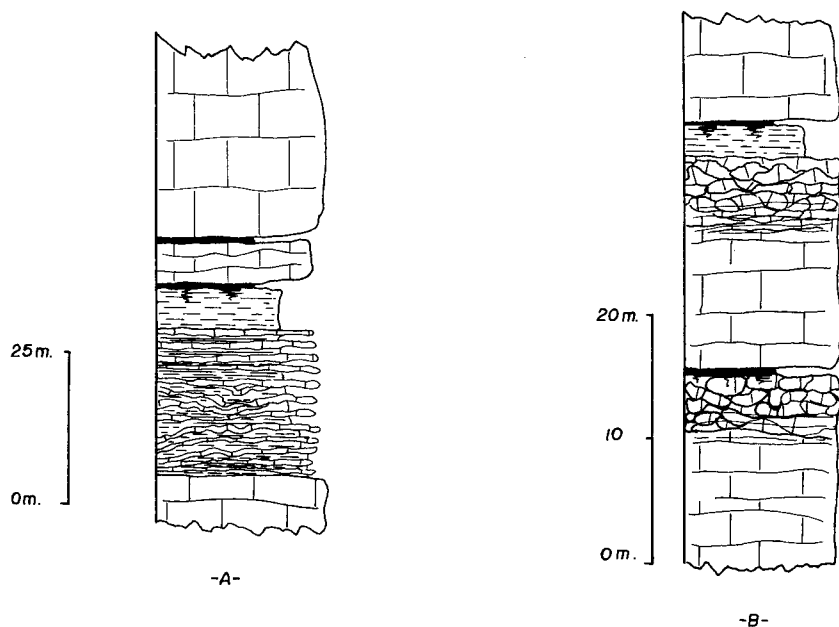


Fig. 16.— Asociaciones de facies de origen pedogénico en la Formación Calizas de la Escalada, en la sucesión del Valle de S. Juan de Beleño.



Fig. 17.— Alteraciones de origen pedogénico en el techo de un banco carbonatado de la Formación Calizas de la Escalada en la serie del Valle de S. Juan de Beleño. Obsérvese el techo neto e irregular, y la progresiva disminución de la brechificación hacia el muro (techo hacia el ángulo superior izquierdo).

ocasional, calizas con alteraciones de carácter pedogénico y wackstones intraclásticas. Con carácter más subordinado, pueden describirse otras dos asociaciones. La primera está compuesta por alternancias de calizas packstones, bio e intraclásticas, con calizas de espículas, laminadas, formando secuencias granodecrecientes de espesor decimétrico. En la sucesión de Beleño, esta asociación forma tramos lateralmente discontinuos de hasta 50 m. de espesor, intercalados en una serie eminentemente lutítica. La segunda asociación se ha reconocido en la parte basal de la formación, donde llega a alcanzar potencias que en ocasiones sobrepasan los 30 m. (sucesión de Beleño). Está constituida por lutitas masivas con fauna, margas bioturbadas y calizas micríticas con fósiles y bioclastos, también fuertemente bioturbadas, dispuestas de forma aleatoria.

La asociación descrita en primer lugar se encuentra bien desarrollada en las sucesiones más noroccidentales de la zona estudiada, especialmente en la de Tanes-Coballes, donde ha sido ya descrita por Sánchez de la Torre *et al.* (1981) y por Vera de la Puente *et al.* (1984). Constituiría montículos carbonatados dispuestos sobre lóbulos deltaicos abandonados, en zonas someras de la plataforma, formados por acumulaciones mecánicas de fangos y bioclastos junto con bioconstrucciones de algas. La asociación formada por la alternancia de calizas packstones y calizas de espículas, se interpreta como el relleno de zonas deprimidas o pequeñas cuencas localizadas entre, y al frente de, montículos carbonatados, como consecuencia de la acción de flujos de energía decreciente similares a suspensiones de turbidez, procedentes del lavado por olas y corrientes de material bio-

clástico de dichos promontorios. Dentro del contexto general de la Fm. Fito, la asociación descrita en último lugar se localiza en el tránsito entre los episodios de sedimentación por procesos de hundimiento relativo durante fases marinas transgresivas. Las asociaciones de icnogéneros presentes en las facies margosas están de acuerdo con esta interpretación (García Ramos *et al.*, 1986-1987).

### Grupo 3: Asociaciones de carácter terrígeno

En total hemos diferenciado siete asociaciones:

La más característica ha sido ya descrita en la serie de Tanes-Coballes por Martín Llana (1979) y Sánchez de la Torre *et al.* (1981). Constituye secuencias estrato y granocrecientes de hasta 70 m. de espesor, formadas, de muro a techo, por: lutitas limosas oscuras bioturbadas, alternancias simples y gradadas de lutitas, limolitas y areniscas, areniscas microlaminadas de grano fino a medio en capas lateralmente continuas y areniscas con estratificación cruzada en surco y sigmoidal, de mediana y gran escala, que, en algunos casos, pasan verticalmente a areniscas canaliformes y carbón; en ocasiones, las secuencias poseen desarrollos incompletos por la desaparición de las facies superiores.

Otra asociación, situada habitualmente a techo de la anterior, está formada por tramos de hasta varias decenas de metros de espesor, con el siguiente ordenamiento, de muro a techo: lutitas pardo-grisáceas con fósiles y bioclastos, lutitas y lutitas limosas oscuras con abundantes restos vegetales e intensamente bioturbadas y limolitas y areniscas en bandas alternantes con laminaciones de ripples de corriente.

Una tercera asociación es la constituida por secuencias estrato y granodecrescentes de areniscas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada en surco, que pasan verticalmente a alternancias de lutitas-limolitas con ripples de oleaje y corriente y a lutitas oscuras microlaminadas. En ocasiones, a techo aparecen areniscas de grano fino con laminaciones flaser y ripples.

Una cuarta asociación, también bastante frecuente en los afloramientos más occidentales, está formada por lutitas oscuras con bioturbación de raíces, más abundante en la parte superior, lutitas carbonosas y carbón.

La quinta asociación está representada por intercalaciones esporádicas de orden métrico, localizadas entre las asociaciones anteriores, y está formada por areniscas microlaminadas, en ocasiones con estratificación cruzada, que evolucionan a alternancias de areniscas y lutitas, con bioturbación orgánica y por raíces y alternancias de areniscas con ripples de oscilación, ripples rectos de cresta plana y flaser; en los términos lutíticos aparecen restos de conchas dispersas, abundante bioturbación (*Diplocraterion*) y lentes limolítico-areniscosas con laminaciones de ripples. En toda la asociación son frecuentes los restos vegetales finos.

La sexta asociación forma potentes tramos en la serie de Beleño y está constituida por lutitas masivas pardo-grisáceas con delgados intervalos lutíticos con fauna y, más raramente, microlaminadas; se encuentra relacionada con asociaciones de facies carbontadas.

Estas asociaciones son consecuencia de la progradación de sistemas deltaicos, posteriormente abandonados, dentro de una plataforma subsidente (Martín Llana, 1979; Sánchez de la Torre *et al.*, 1981).

La primera corresponde a la parte frontal de los lóbulos, en la que se suceden verticalmente facies de prodelta, frente deltaico y de barras y canales distributarios. Posteriormente, estos lóbulos fueron colonizados por marismas y pantanos durante la fase de abandono antes de su hundimiento en la etapa transgresiva subsiguiente. Secuencias incompletas o con un desarrollo anormal de una determinada facies serían consecuencia de una posición más lateral a las salidas principales de los distributarios.

La segunda corresponde al relleno y colmatación de canales distributarios sumergidos, característicos de la llanura deltaica inferior, zonas interdistributarias, eminentemente lutíticas,



cortadas por los flujos canaliformes con rápidas migraciones. La presencia en la parte superior de facies mareales de llanura arenosa está de acuerdo con esta interpretación.

La tercera muestra una evolución desde ambientes mareales a marismas, con raíces ocasionales, pantanos en los que se generalizó una colonización vegetal que, posteriormente, dio lugar a una turbera y, en estados más evolucionados, a una capa de carbón.

La asociación cuarta representa una sedimentación en zonas tranquilas, con protección frente al oleaje y con entrada periódica de aportes detríticos. La presencia de fauna en contacto con la asociación de facies anterior hace pensar en ambientes de lagoon con barrera carbonatada.

La quinta asociación es característica de ambientes de llanuras de mareas desarrollados sobre plataformas deltaicas, probablemente en su sector más inferior, dada la ausencia de capas de carbón. La relación que presenta la sexta asociación con el resto parece corresponder a acumulaciones en la parte externa de abanicos deltaicos o ambientes de prodelta, en zonas no profundas con flujos tractivos poco importantes, depositados en las zonas más proximales.

La séptima asociación representa ambientes de plataforma marina abierta, sobre la que crecen de forma aislada acumulaciones carbonatadas en zonas alejadas del influjo terrígeno, que en áreas noroccidentales dan lugar a sistemas deltaicos progradantes.

### Serie Discordante Superior

Se han separado cuatro asociaciones de facies diferentes:

La primera (**A**) se ha reconocido en la parte septentrional del sinclinal de Fontecha y está constituida por gruesas secuencias clasto y estratodecrecientes de conglomerados calcáreos gradados, areniscas con estratificaciones cruzadas y lutitas carbonosas y carbón.

La segunda asociación (**B**) está constituida por dos grupos de facies: conglomerados calcá-

reos organizados y areniscas en capas tabulares gruesas. Del primero, las facies más abundantes son los conglomerados y microconglomerados con estructuras de tracción y, del segundo, las areniscas con laminación paralela y areniscas con laminaciones de ripples y megaripples. Los moldes de equinodermos y braquiópodos, así como la bioturbación, son comunes.

La tercera asociación (**C**) está bien desarrollada en la parte central del sinclinal de Sebarga y está formada por conglomerados calcáreos desorganizados con soporte de matriz arenosa en capas aisladas o amalgamadas en tramos de más de 5 m. de espesor, alternancias de lutitas microlaminadas y areniscas en capas finas con laminaciones de ripples, entre las que se intercalan, de forma esporádica, capas arenosas gruesas con laminación paralela. En las litologías más finas se observan restos vegetales finos, fauna marina y ocasionalmente bioturbación por raíces.

La cuarta asociación (**D**) forma tramos potentes en la parte superior de las sucesiones. Está constituida por lutitas masivas con fauna marina y restos vegetales y potentes acumulaciones discontinuas de calizas micríticas y bioclásticas. En las lutitas se intercalan, de forma poco frecuente, finas capas arenosas y más raramente coladas de *pebbly mudstone*.

Estas asociaciones corresponden al relleno de una cuenca sedimentaria por medio de sistemas de abanicos aluviales costeros o *fan deltas*, bajo condiciones de transgresión marina, representando cada asociación los subambientes más característicos del abanico.

La primera asociación (**A**) representa la porción subaérea del abanico, correspondiendo los conglomerados al relleno de una red de canales distributarios trenzados (*braided*), desarrollada en el segmento medio y bajo de la parte aluvial del abanico (Nemec y Stell, 1984). La existencia de capas de carbón en el sinclinal de Fontecha —antiguamente explotadas— descritas por Julivert (1960), Fernández R.-Arango y Naval (1984), parece confirmarlo.

La segunda (B) es característica de ambientes costeros (*nearshore*) situados en la parte subacuática del abanico, en donde las acumulaciones más frecuentes son barras de desembocadura de canal, frecuentemente retrabajadas por olas y corrientes marinas, dando lugar a depósitos de playas y cordones litorales.

La tercera asociación (C) es característica de la parte más activa del frente y talud del *fan delta*, realizándose la progradación sobre aguas relativamente profundas que preservan al sedimento de un retrabajamiento significativo por el oleaje. Las facies conglomeráticas, correspondientes a flujos gravitativos de sedimentos, han sido descritas por Harbaugh y Dickinson (1981), Wescott y Ethridge (1983), Anadón *et al.* (1985), etc., como correspondientes al frente deltaico. En su origen estas facies pudieron haber sido resedimentadas desde zonas litorales, por lo que puede no existir conexión con las facies aluviales. Las secuencias estratodecrecientes de la asociación cuarta (D), situadas a techo, son consecuencia de la evolución canal-llanura aluvial interdistributaria. Las estructuras de deslizamiento son comunes en zonas de frente deltaico.

Esta cuarta asociación es característica de ambientes de prodelta y plataforma marina abierta situados, fundamentalmente, por debajo del nivel medio del oleaje, en los que el depósito del abundante fango en suspensión fue interrumpido por corrientes turbidíficas poco importantes (areniscas) procedentes del talud del *fan delta* y *debris flow* cohesivos (*pebbly mudstone*), situándose los carbonatos como parches discontinuos en zonas someras fuera del influjo terrígeno. La presencia de *pebbly mudstone*, canales areniscos gradados, pequeños intervalos turbidíficos, estructuras de deslizamiento o pequeñas discordancias denotan la existencia de pendientes deposicionales.

## MODELOS SEDIMENTARIOS

### Formación Ricacabiello

Las facies y asociaciones de facies analizadas caracterizan una sedimentación condensada

en una cuenca marina, relativamente profunda, deficiente en aportes y con gran extensión areal, en la que están presentes ambientes de plataforma externa y borde de talud. Este tipo de cuencas se conocen en la bibliografía como *starved basins* (Adams *et al.*, 1951) o cuencas subalimentadas, y ocurren en zonas protegidas de los aportes por barreras topográficas, donde la subsidencia, y, en determinados casos, el levantamiento eustático del nivel del mar superan los índices de sedimentación. En el caso de la Fm. Ricacabiello la evolución tuvo lugar desde una sedimentación carbonatada somera (Fm. Barcalinete) como consecuencia de una deformación flexural de este dominio de la cuenca en respuesta a la carga litostática impuesta por el emplazamiento de mantos (Bahamonde, 1990; Fernández, 1990).

El conocimiento de esta cuenca hace necesario matizar dos aspectos principales de la misma: su ambiente físico-químico y las relaciones con otros dominios sedimentarios adyacentes. Respecto del primer tema, las facies existentes en el techo de la Fm. Barcaliente, con encostramientos, *hardgrounds* incipientes y finos interestratos lutíticos, marcan el comienzo de los procesos de retardo y ralentización en la sedimentación, generalizados posteriormente durante un intervalo de tiempo que, en algunas zonas, pudo durar la totalidad del Bashkiriense.

Las facies de lutitas versicolores representan la culminación de la sedimentación condensada en la Fm. Ricacabiello. Sus colores indican ambientes físico-químicos oxidantes, favorables, como han descrito Bonatti *et al.* (1972), para generar nódulos polimetálicos a partir de un núcleo orgánico o inorgánico favorecidos, asimismo, por una prolongada situación de no enterramiento. Los ambientes reductores estuvieron más localizados y fueron de menor duración. Por otra parte, la existencia de niveles carbonatados nodulosos son propuestos por Kennedy y Juignet (1974) como estadios primarios en la formación de *hardgrounds* que en etapas de mayor evolución dan lugar a costras ferruginas.

sas. En estos horizontes hemos conocido asociaciones de icnogéneros (Zoophycos y Chondrites), propuestas, entre otros autores, por Frey y Pemberton (1984) y Osgood y Szmuc (1972), como características de episodios baja tasa de sedimentación, frecuentemente en ambientes de cierta profundidad.

Respecto al segundo tema, los estudios faunísticos realizados por Martínez Chacón *et al.* (1985), y las propias relaciones cartográficas, demuestran las relaciones laterales de isocronía existentes entre la Fm. Ricacabiello y buena parte de las formaciones Fresnedo y Valdeteja, presentes, respectivamente, en la Cuenca Carbonífera Central, y en las regiones de Picos de Europa y Pliegues y Mantos. Con la primera, correspondiente a una típica cuña de fango, la Fm. Ricacabiello se conectaría lateralmente mediante unos niveles de transición. Con la segunda, interpretada como una plataforma calcárea de gran desarrollo lateral y vertical, las relaciones son más bruscas: Bahamonde (1990) y Bahamonde y Colmenero (en preparación) han puesto de manifiesto la existencia, en el área nororiental de la cuenca, limitante con el dominio de Picos de Europa, de bloques calcáreos procedentes del techo de la Fm. Valdeteja dentro de las lutitas de la Fm. Ricacabiello y de cliniformas calcáreas progradacionales sobre las lutitas (Fig. 18). Teniendo en cuenta que en este área la Fm. Valdeteja posee un espesor de 600 m., y los distintos índices de reducción de espesor por compactación en lutitas y carbonatos puede insinuarse una profundidad para el depósito de la Fm. Ricacabiello variable entre 400 y 500 m.

### Formación Beleño

La sustitución de los depósitos condensados anteriores por los siliciclásticos de la Fm. Beleño representa el cese del aislamiento a los aportes de la cuenca sedimentaria y el comienzo de la progradación de una potente cuña clásica. En ello intervinieron, primordialmente, la actividad orogénica que acercaría el área madre y anularía las barreras anteriores, y, en segundo lugar, el eustatismo de signo negativo, que favorecería la mayor extensión del material siliciclástico en la cuenca y, probablemente, la emersión de partes someras de las plataformas calcáreas y su posterior erosión.

En la Fm. Beleño, las facies y asociaciones de facies características corresponden a ambientes netamente marinos. Las asociaciones presentes en la parte basal, ricas en areniscas canalizadas y en turbiditas, representan los ambientes más distales y profundos de la unidad. En ellos, el material terrígeno grueso circularía confinado en canales o depresiones erosivas conectados en su cabecera con distributarios deltaicos. Las facies canalizadas disminuyen de entidad desde las áreas occidentales, que corresponden a sectores más proximales según el mapa de direcciones de paleocorrientes de la Fig. 19, hacia las orientales, donde los canales ya son de pequeña entidad y presentan generalmente un relleno simple. En estas áreas, los flujos, al dejar de estar confinados, generarían pequeños lóbulos areniscosos de carácter turbidítico, cuya presencia generalizada en la sucesión podría indicar que la morfología en rampa del depósito pudo ser muy

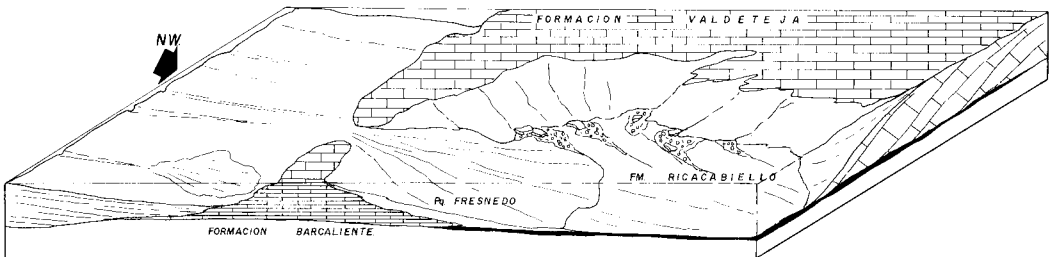


Fig. 18.— Modelo de sedimentación propuesto para la Formación Ricacabiello (escala vertical exagerada). La flecha indica la procedencia de los aportes detríticos.



Fig. 19.— Distribución de las direcciones de paleocorrientes en la Formación Beleño.

acusada, alcanzando directamente, los aportes deltaicos, las zonas profundas de la cuenca. Otro hecho importante en la parte inferior de la Fm. Beleño es la existencia, en sus afloramientos próximos al dominio de Picos de Europa, de cuñas formadas por olistolitos y brechas calcáreas procedentes de la Fm. Valdeteja. Su significado es analizado con mayor detalle en Bahamonde y Colmenero (en preparación), relacionándolo con el resultado de procesos eustáticos, al corresponder estas zonas a un margen pasivo de la cuenca.

El tramo intermedio de la formación, formado por facies de carácter eminentemente lutítico, representaría sedimentación en zonas de

prodelta y de la cuña de fangos propiamente dicha, localizadas predominantemente por debajo del nivel de acción del oleaje.

El tramo superior representa una macrosecuencia progradacional que finaliza con facies proximales y someras de la llanura deltaica en su techo, así como con bancos oolíticos, parches bioconstruidos y acumulaciones bioclásticas, que son el prelude de una sedimentación carbonatada que se generalizó posteriormente con la Fm. Calizas de la Escalada.

#### Formación Calizas de la Escalada

Sus facies indican que constituyó una plataforma carbonatada de carácter somero, integrada

por un conjunto de montículos de fango solapados entre sí en forma de barrera irregular, con surcos o zonas deprimidas por donde circularon hacia la cuenca materiales terrígenos finos.

La geometría de sus márgenes varía notablemente de unas zonas a otras. El occidental, o interno, fue gradual, interdigitándose los niveles carbonatados con otros de naturaleza terrígena en la Cuenca Carbonífera Central. Uno de los más significativos es el conocido como Caliza de la Pumarada perteneciente a la parte superior del Paquete Llanón (Villa y Heredia, 1988; Salvador, 1989). De forma contraria, el límite oriental, o externo, de la plataforma se caracterizó por los bruscos engrosamientos y acuñaamientos, que, en algunos casos, fueron acompañados por presencia de cuñas olistostromicas y brechoides en la cuenca adyacente. En otros, como ocurre en la serie de Oseja de Sajambre, los procesos de resedimentación afectaron a grandes masas de carbonatos, deslizadas hacia zonas más profundas de la cuenca.

### Formación Fito

En contraste con las restantes unidades analizadas, presenta una marcada ordenación cíclica de sus facies y asociaciones de facies. En esencia, esta ordenación revela la alternancia, en la sedimentación, de episodios terrígenos de naturaleza deltaica con otros carbonatados, formados por acumulaciones bioclásticas y bioconstruidas.

Varios modelos conceptuales han sido propuestos para explicar la sucesión de facies presentes en esta formación (Sánchez de la Torre *et al.*, 1981; Leyva *et al.*, 1985; Agueda *et al.*, 1991). En el último de ellos (Fig. 20) se integran las facies de la Fm. Fito junto con sus coetáneas de la Cuenca Carbonífera Central. En él se han caracterizado cinco asociaciones de facies: **1)** Conglomerados propios de *fan deltas*, intercalados con areniscas fluvio-deltaicas y escasas lutitas marinas; **2)** Areniscas deltaicas que progradan en una plataforma somera fangosa; **3)** Lutitas marinas someras interdigitadas

con calizas y secuencias deltaicas de forma subordinada; **4)** Calizas bioclásticas y bioconstruidas formando secuencias de plataforma somera, y **5)** Pizarras de cuenca con areniscas subordinadas y episodios turbidíticos y olistolíticos locales. De dichas asociaciones de facies, la Fm. Fito está representada por la **3**, en las series noroccidentales (sucesiones de Tanes-Coballes, sierra de Pandemules y La Marea-Puente Miera); por la **4**, en esas mismas series y en menor grado en la de Beleño, y, finalmente, por la **5**, en la última de ellas y en las más orientales. Los modelos ideados con anterioridad, especialmente el ya citado de Sánchez de la Torre *et al.* (1981), basado en la serie de Tanes-Coballes, reproducen en detalle los ambientes y distribución areal que intervinieron en el tránsito entre los ambientes parálidos de la Cuenca Carbonífera Central y los más marinos del Mantto del Ponga. Las paleocorrientes medidas en esta formación, fundamentalmente en la serie de Tanes-Coballes, indican de forma general aportes hacia el E y SE, que sería el sentido de progradación de los sistemas deltaicos, como ya señalaron diversos autores (Sánchez de la Torre *et al.*, 1981; Agueda *et al.*, 1991; etc.).

### Serie Discordante Superior

Las distintas facies y asociaciones de facies estudiadas configuran un modelo sedimentario de pequeños abanicos aluviales costeros o *fan deltas* (Holmes, 1965) desarrollados al pie de relieves activos y progradando dentro de una cuenca marina confinada. Este modelo conceptual que proponemos (Fig. 21) se ajusta a los afloramientos de Sebarga y Fontecha y ya ha sido desarrollado por Colmenero y Bahamonde (1986) y Colmenero *et al.* (1988). En él se diferencian tres dominios sedimentarios: abanico subáreo, de carácter aluvial, caracterizado por la asociación **A**; frente deltaico, formado principalmente por playas y cordones litorales (asociación **B**) y acumulaciones de los distributarios (asociación **C**), y, finalmente, prodelta y plataforma (asociación **D**), dominados por pro-

cesos típicamente marinos. La extensión de cada uno de estos ambientes y el tipo de facies presentes están condicionados por el clima, tectónica y energía del medio (Ricci Lucchi *et al.*,

1981; Wescott y Ethridge, 1980). La distribución espacial de las principales asociaciones de facies indica que el lóbulo del *fan delta*, en la parte central, avanzó en un agua litoral sufi-

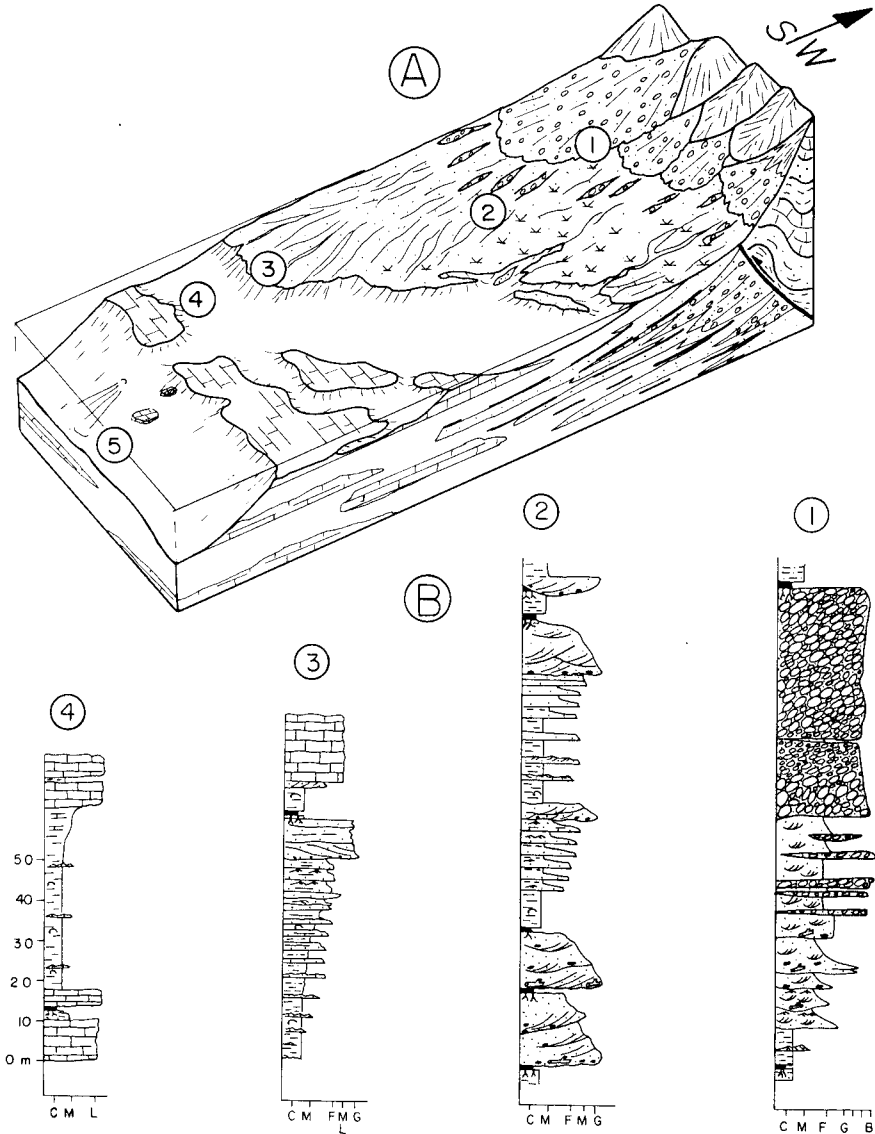


Fig. 20.- Modelo sedimentario general propuesto por Agueda *et al.* (1991) para la sucesión westfaliense de la Cordillera Cantábrica, caracterizado por cinco asociaciones de facies diferentes: **1.** Conglomerados de *fan deltas*, intercalados con areniscas fluviodeltaicas y escasas lutitas marinas; **2.** Areniscas deltaicas que progradan en una plataforma somera fangosa; **3.** Lutitas marinas someras con calizas y secuencias deltaicas subordinadas; **4.** Calizas bioclásticas y bioconstruidas en secuencias de plataforma somera; y **5.** Pizarras de cuenca con areniscas subordinadas, episodios turbidíticos y olistolíticos locales. La Formación Fito estaría constituida por las asociaciones 3, 4, y 5, en las sucesiones más occidentales a más orientales, respectivamente,

cientemente profunda, siendo poco significativo el retoque por oleaje, y con pendientes abruptas que generarían depósitos de transporte en masa (*mass-flow*). En las zonas someras de los flancos del lóbulo, se desarrollaron barras arenosas y de gravas con un retrabajamiento por olas considerable. Por el contrario, la acción del oleaje en la parte frontal conglomerática del lóbulo, altamente activa, no es reconocible. Las paleocorrientes, medidas en su mayor parte en las facies conglomeráticas y microconglomeráticas (imbricación de cantos, colas de sombra, surcos erosivos) y en menor proporción en areniscas (crestas de ripples), señalan en los sinclinales de Sebarga y Fontecha una gran diversidad de direcciones de aporte, debido al continuo retrabajamiento de los materiales; no obstante, parece clara la situación de las áreas madre en zonas situadas hacia el NE y NO, con un mayor grado de distalidad hacia el SE. En Sobrefoz señalan aportes desde el Oeste hacia el Este. Los relieves de los que procedie-

ron estos aportes correspondieron a materiales paleozoicos adyacentes, eminentemente calcáreos (Fm. Barcaliente y Escalada), y en menor proporción silíceas (Fm. Cuarcita de Barrios y Beleño), que suministraron abundante material detrítico, probablemente con un clima húmedo dominante con abundantes precipitaciones, que generaron un sistema aluvial de cursos trenzados, más o menos dispersos.

### EVOLUCION SEDIMENTARIA Y RELACIONES TECNONICA-SEDIMENTACION

Los últimos trabajos que tratan el tema de la evolución tectonoestratigráfica de la Zona Cantábrica durante el Namuriense y Westfaliense están de acuerdo en considerar que el modelo que mejor se adapta a la misma es el de *foreland o antepaís* (Marcos y Pulgar, 1982; Sánchez de la Torre *et al.*, 1983; Colmenero *et*

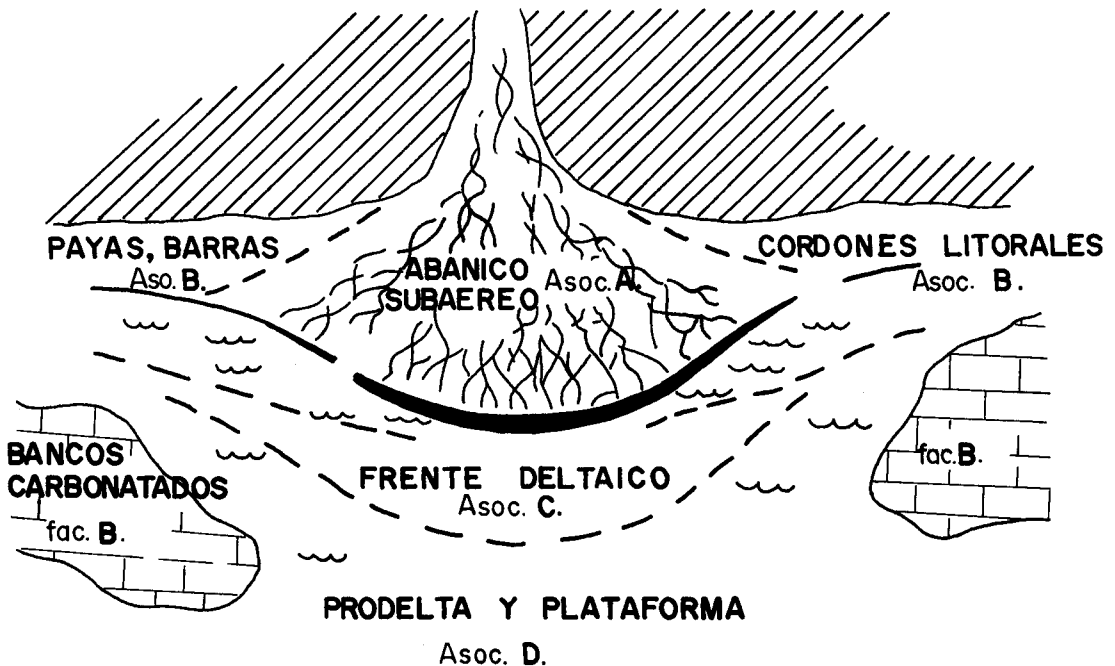


Fig. 21.— Modelo sedimentario propuesto para la Serie Discordante Superior en las cuencas de Sebarga y Fontecha, mostrando la distribución de los principales ambientes deposicionales y las asociaciones de facies que los caracterizan descritas en el texto (modificado de Colmenero y Bahamonde, 1986, y Colmenero *et al.*, 1988)

al., 1988; Fernández *et al.*, 1988; Pérez-Estaún *et al.*, 1988; Agueda *et al.*, 1991).

Según dicho modelo, el proceso de estructuración de la cordillera se realizó mediante el emplazamiento, más o menos continuo, de unidades cabalgantes, en una progresión que va desde las zonas internas del orógeno hacia el antepaís incorporando partes más externas de la cuenca a la deformación. El proceso puede durar varias decenas de millones de años y lleva asociado la existencia, en su frente, de un surco o cuenca *foreland*, fuertemente subsidente, originado por el ajuste isostático que desencadena el peso de las distintas unidades cabalgantes. En ella, la sedimentación se va a realizar a través de un proceso «canibalístico» mediante el cual el sedimento viene reciclado desde otras cuencas, del mismo tipo, más internas o desde las partes más proximales, previamente deformadas, de la misma.

Tankard (1986) elaboró para los Apalaches un modelo de cuenca de antepaís (Fig. 22) caracterizado por mostrar un perfil transversal fuertemente asimétrico con dos surcos separados por un umbral intermedio. El surco más proximal a la cordillera, surco interno o surco *foredeep*, desarrolló una geometría paralela al perfil montañoso, y se caracteriza por sufrir un relleno muy activo, con materiales terrígenos que evolucionan desde turbiditas hasta sistemas deltaicos. El umbral intermedio (*forebulge, peripheral upwarping*), con una batimetría escasa, desarrollaría una sedimentación eminentemente carbonatada durante buena parte de su existencia, compensándose la sedimentación y la subsidencia. El surco externo o antepaís (*foreland*) corresponde, en buena parte de su historia, a una cuenca subalimentada donde la subsidencia supera a los escasos aportes, debido a su distalidad, y a la protección que supone tanto el surco interno como el umbral carbonatado a la llegada de los aportes. En etapas más avanzadas, una vez rellena la cuenca interna y anuladas las barreras intermedias, la cuenca pasaría a ser activa al conectarse directamente con la cadena montañosa, desarrollando un relleno clástico progradante.

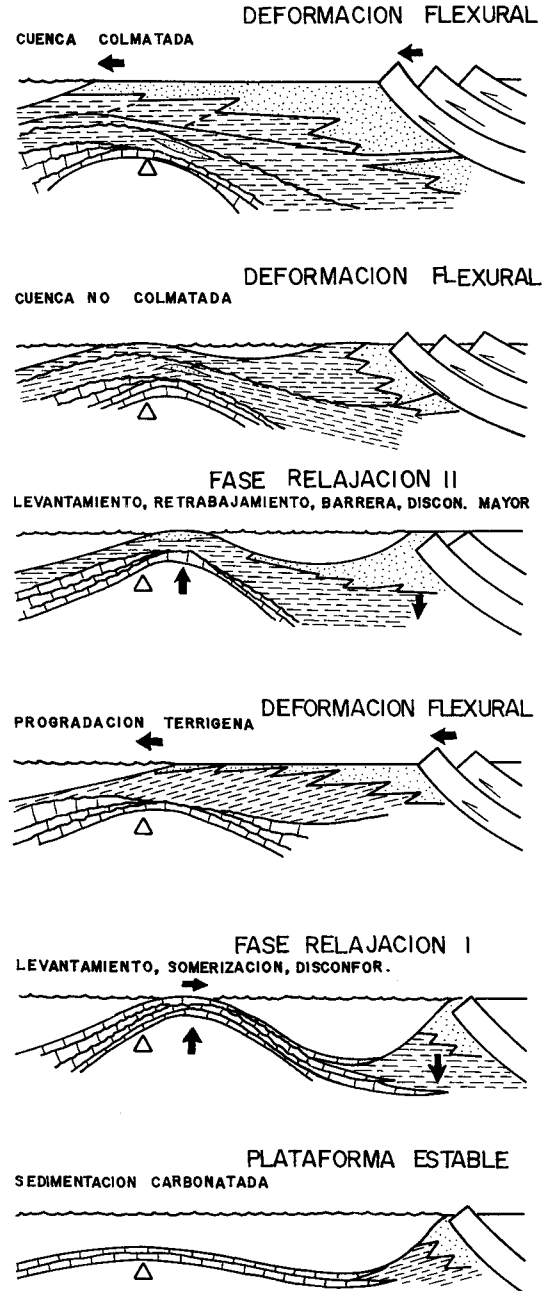


Fig. 22.- Modelo de Evolución tectosedimentaria de Tankard (1986), basado en el comportamiento elástico de la corteza, para las cuencas de antepaís (*foreland*) de los Apalaches y las Montañas Rocosas, aplicable también a la Cordillera Cantábrica. Diferencia dos surcos con relleno clástico, separados por un umbral intermedio carbonatado.



Estudios de Bahamonde (1990), en el área de estudio, y de Fernández (1990), en la región de Pliagues y Mantos, han demostrado que este modelo evolutivo de cuenca de antepaís permite resolver coherentemente la evolución tectosedimentaria del Carbonífero Medio y Superior de la Zona Cantábrica. En esencia, ambos trabajos sugieren que durante el Bashkiriense, cuando la actividad tectónica de emplazamiento de mantos estuvo concentrada en la Zona Astur-Occidental-Leonesa, la Zona Cantábrica evolucionó desde una plataforma carbonatada estable y somera (Fm. Barcaliente), hasta una cuenca móvil dividida en dos surcos subsidentes y un umbral intermedio. En el surco interno se depositaron sucesivamente las turbiditas de las formaciones Olleros y San Emiliano; el umbral somero continuó ocupado por carbonatos, generándose la Fm. Valdeteja, cuya geometría en forma de orla alargada paralelamente a la cadena montañosa en elevación impediría la entrada al surco externo de material terrígeno, provocando su transformación en una cuenca subalimentada, en la que, durante la mayor parte del Bashkiriense (12 m.a.), se acumularon dos sucesiones pelíticas, una de ellas, la más proximal, relativamente potente (Paquete Fresnedo de la Cuenca Carbonífera Central), y la otra, más distal, de carácter condensado (Fm. Ricacabiello). Álvarez Marrón (1989) consideró que la extensión de este dominio pudo alcanzar los 130 Km. en un sentido transversal (E-W en la actualidad), y algo menos en sentido longitudinal (N-S).

La creación de nuevas áreas madre como consecuencia del acercamiento de la deformación, por emplazamiento sucesivo de unidades alóctonas hacia el Este (Somiedo-Correcilla, Sobia-Bodón y Aramo), a partir del Westfaliense B (Marcos y Pulgar, 1982; Pérez-Estaún *et al.*, 1988), trajo consigo la transformación de la cuenca del Ponga desde las condiciones pasivas previas, a otras de relleno activo por sucesivas y potentes cuñas clásticas progradantes hacia el Este (formaciones Beleño y Fito), separadas por intervalos transgresivos carbonatados más delgados (Fm. Escalada).

Durante el desarrollo de este proceso, que ocupa la práctica totalidad del Moscoviense si exceptuamos la parte superior del Miachkovsky, es posible, en nuestra opinión, detectar movimientos relativos del nivel del mar en áreas, como la Región de Picos de Europa y su borde noroccidental con el Manto del Ponga, alejadas de la actividad tectónica. La entidad de estos ascensos y descensos pudo ser, bien de escala global; o bien, de escala regional, consecuencia, en este caso, de la respuesta isostática del substrato en estas áreas, consideradas, en principio, inactivas durante este período. Este último supuesto relacionaría indirectamente dichos sectores con la tectónica. No obstante, son aún muchas las dudas que se nos plantean, si bien, queremos dejar abierto un futuro enfoque de las investigaciones, indicando como una zona de gran interés la Región de Picos de Europa, donde los datos estratigráficos y cronoestratigráficos son todavía escasos.

El depósito de los materiales de la **Serie Discordante Superior** es consecuencia del emplazamiento de la Región del Manto del Ponga durante la segunda mitad del Myachkovsky (Moscoviense Superior). De forma directa, estarían relacionados con la erosión de los escarpes producidos por el plegamiento de los cabalgamientos que cortan a la sucesión Westfaliense anterior, depositados en dos cuencas de pequeña extensión, las de Sebarga y Sobrefoz, sin una conexión clara entre sí.

La cuenca de Sebarga, de la que se conserva una mayor extensión, constituyó una depresión fuertemente subsidente, localizada al pie de escarpes montañosos y conectada con el mar. En ella, los abanicos aluviales costeros fueron los sistemas más eficaces para el transporte y distribución de sedimento clástico en las áreas litorales de la cuenca.

### Análisis secuencial

La sucesión del Carbonífero Medio constituye un gran megaciclo (Colmenero *et al.*, en prensa) o macrosecuencia de somerización, en el que

hemos diferenciado, en base a criterios de cambios litológicos o cambios de signo en la evolución sedimentaria, tres mesociclos (Fig. 23), reconocidos también por Salvador (1989) en la Cuenca Carbonífera Central y por Fernández (1990) en la Región de Pliegues y Mantos.

Dichos mesociclos constan de una secuencia de somerización, eminentemente detrítica, que ocupa la mayor parte del mismo, y de un horizonte transgresivo, carbonatado. El primero estaría constituido por el Fm. Fresnedo y la caliza de Peña Redonda (Bashkiriense Inferior), que constituiría el límite transgresivo; el segundo por los paquetes Levinco y Llanón, finalizando con la Caliza de la Pumarada (Kashirsky-Podolsky); el tercero por el resto de los paquetes que integran la sucesión westfaliense de la Cuenca.

**M1.** Estaría comprendido entre el techo de la Fm. Barcaliente (Serpukhoviense) y los ho-

rizones olistolíticos y brechoides localizados en el techo de la Fm. Ricacabiello o parte inferior de la Fm. Beleño. Todos estos depósitos resedimentados presentan una edad muy similar, de Vereisky Inferior y se encuentran situados en las series próximas a la Fm. Valdeteja, de la cual procederían. En zonas más internas de la cuenca, donde no existen estos niveles, la separación con la secuencia superior se hace difícil.

**M2.** Corresponde a una secuencia progradacional, de somerización de carácter terrígeno, representada por la Fm. Beleño, y de otra transgresiva que corresponde a la Fm. Calizas de la Escalada (*genetic stratigraphic secence*, de Galloway, 1989). En aquellos puntos donde la formación carbonatada se acuña (pico Tiatorodos, proximidades de Ribadesella, etc.), el límite superior estaría representado por la base de los depósitos brechoides existentes en di-

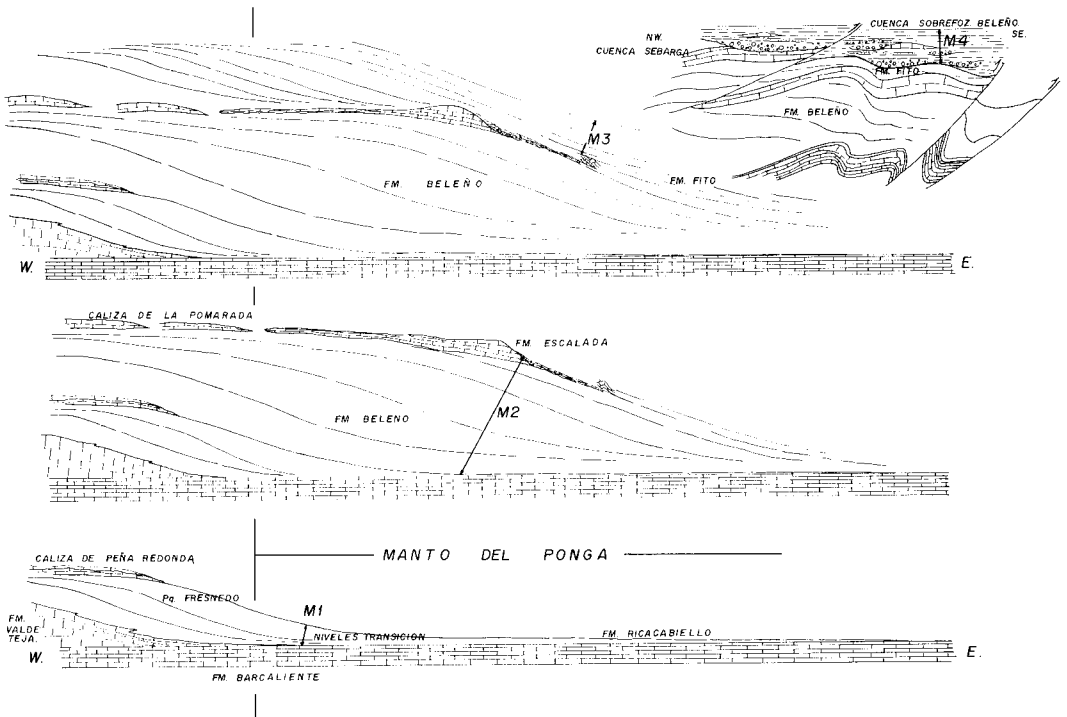


Fig. 23.- Corte transversal esquemático Oeste-Este, mostrando los diferentes Mesociclos o etapas de desarrollo de la sedimentación del Carbonífero Medio y Superior en el Manto del Ponga.

chos márgenes carbonatados. En la Cuenca Carbonífera Central esta secuencia culmina con la Caliza de la Pumarada.

**M3.** Coincide con una reactivación de los aportes detríticos que tendrían un carácter fundamentalmente progradacional, teniendo como límite superior el final de sucesión westfaliense, correspondiente con la parte más superior de la Fm. Fito.

El Carbonífero Superior está representado en esta región por la Serie Discordante Superior que constituye otra unidad estratigráfica diferente (**M4**). Al corresponder a un depósito sinorogénico, producido por el emplazamiento y deformación del propio Manto del Ponga y al localizarse los sedimentos preservados en zonas proximales a los relieves o bordes activos que los generaron, la discordancia que presenta en su base es fácilmente reconocible a nivel cartográfico, y representa un límite secuencial muy claro. En su conjunto corresponde a una secuencia transgresiva de unos 250 m. de espesor máximo, con depósitos basales conglomeráticos.

## CONCLUSIONES

Las formaciones Ricacabiello, Beleño, Calizas de la Escalada, Fito y la Serie Discordante Superior constituyen la sucesión del Carbonífero Medio y Superior del Manto del Ponga, respectivamente. La primera se deposita durante prácticamente todo el Bashkiriense y presenta espesores que oscilan entre 5 y 60 m. Su ámbito de existencia supera por el S esta unidad, habiéndose reconocido en la escama de Forcada (la más externa de la Unidad de Bodón). Sus equivalentes laterales son el Paquete Fresnedo en la Cuenca Carbonífera Central, con el que presenta un límite gradual, a través de un conjunto de materiales de rasgos estratigráficos intermedios entre ambos, denominados **Niveles de**

**Transición**, y la Fm. Valdeteja en la Región de Picos de Europa con un límite neto. Estratigráficamente está constituida, en una sección ideal, por un tramo basal de alternancias de calizas con bioclastos y lutitas rojizas o verdosas y una parte media-superior eminentemente lutítica también con tonos versicolores y frecuentes nódulos de siderita y polimetálicos. Corresponde a una sedimentación condensada en ambientes de plataforma marina externa de cierta profundidad. La Fm. Beleño es una potente cuña clástica, próxima a los 900 m. en la Unidad de Caso, que progradó en la cuenca desde el Oeste y Suroeste durante el Moscoviense Inferior; correspondiendo a las partes proximales de dicha cuña diversos paquetes productivos e improductivos en las cuencas mineras más occidentales. Su ámbito de existencia se restringe a esta región. Estratigráficamente se diferencia una parte basal areniscosa que representa la parte más distal y profunda de la cuña; otra intermedia, muy potente, lutítica que representaría el prodelta y la cuña de fangos propiamente dicha; y otra superior con intercalaciones carbonatadas y areniscosas correspondiendo a facies más proximales y someras, en tránsito con la llanura deltaica y ambientes carbonatados sub e intermareales, ordenándose, pues, sus facies según una secuencia de somerización. Corresponde a una reactivación en los aportes que anularon el umbral carbonatado que supuso la Fm. Valdeteja, siendo característica en las series próximas a ese borde acumulaciones olistolíticas y brechoides carbonatadas en su base o en el techo de la formación infrayacente. Los ambientes más característicos en los que se depositó fueron netamente marinos, principalmente de frente deltaico y prodelta-plataforma lutítica. El material grueso iría confinado en canales o depresiones erosivas conectados en su cabecera con distributarios de la zona deltaica representada en la Cuenca Carbonífera Central. La presencia de facies turbidíticas en determinadas áreas (S y SE) está en relación con una morfología en rampa más acusada de la plataforma. La Fm.

Calizas de la Escalada se depositó en el intervalo Kashirsky Superior-Myachkovsky Inferior, con espesores que, por lo general, oscilan entre 200 a 300 m. Su límite proximal con la Cuenca Carbonífera Central es transicional y sería equivalente a la Caliza de la Pumarada; por el contrario, su límite externo o distal es más brusco con engrosamientos significativos, al igual que en la zona septentrional hacia la Región de Picos de Europa. En su conjunto, representa una secuencia transgresiva con episodios de exposición subárea en su parte basal. Corresponde a una sedimentación de gruesas lentes carbonatadas que constituyeron una plataforma calcárea somera y continua desconectada del continente. La Fm. Fito, al igual que la Fm. Beleño, es una cuña clástica depositada en el intervalo Podolsky-Myachkovsky, cuyas partes más proximales sobrepasan los 1.500 m. de espesor, continuándose hacia la Cuenca Carbonífera Central. En estas mismas zonas destaca la presencia de capas de carbón y un alto contenido en areniscas en las series, mientras que hacia las partes distales de la cuña la sedimentación es eminentemente lutítica con intercalaciones carbonatadas. La sustitución de la plataforma carbonatada anterior se produce por la llegada de los nuevos aportes terrígenos que se depositan en un primer momento en ambientes de lagoon o plataformas protegidas por bancos carbonatados, estableciéndose posteriormente amplios sistemas deltaicos que progradaron desde el W; generando secuencias deltaicas bien desarrolladas. En esta sucesión del Carbonífero Medio, que constituye una gran megaciclo de somerización, hemos individualizado tres mesociclos constituidos por la Fm. Ricacabiello, el primero; las formaciones Beleño y Calizas de la Escalada, el segundo, y la Fm. Fito, el tercero.

La Serie Discordante Superior está caracterizada por la naturaleza conglomerática y discordante de su base. Se localiza en esta Región en dos cuencas desconectadas entre sí, una en el Manto de Beleño: Cuenca de Sobrefoz; y otra en el Manto de Sebarga, en dos sinclinales de trazas subparalelas: sincli-

nal de Sellaño y sinclinal de Sebarga. En ambos casos corresponden a acumulaciones poco potentes, sinorogénicas del propio Manto del Ponga y depositadas durante el Myachkovsky-Kasimoviense en ambientes de abanicos aluviales costeros.

Desde un punto de vista evolutivo, las condiciones de estabilidad, en la Zona Cantábrica, se rompieron al final del Sepurkhoviense, creándose una serie de dominios tectono-sedimentarios. En nuestra opinión, este hecho se produjo, en parte, de forma similar a la propuesta por Tankard (1986) para las Montañas Rocosas y los Apalaches, generándose dos surcos subparalelos al perfil montañoso, separados por un umbral. En este caso, el surco más interno o proximal se rellenaría por la Fm. San Emiliano, el umbral correspondería a los depósitos carbonatados de la Fm. Valdeteja y en el surco externo se acumularían dos sucesiones pelíticas: una la Fm. Fresnedo, más proximal, en la Cuenca Carbonífera Central, depositado en áreas donde la barrera carbonatada era poco efectiva; y otra, más distal, de carácter condensado, correspondiente a la Fm. Ricacabiello. Este esquema sedimentario estaría originado por el emplazamiento de la Zona Astur-Occidental-Leonesa.

La sucesión moscoviense del Manto del Ponga rellenaría sucesivamente el surco externo del modelo de Tankard: inicialmente, el umbral carbonatado fue superado por los aportes terrígenos que dieron lugar a la Fm. Beleño y, posteriormente, al emplazarse nuevas unidades más occidentales (Somiedo-Correcilla, Sobia-Bodón y Aramo), a la Fm. Fito.

Estos procesos se desarrollaron durante todo el Moscoviense, exceptuando la parte superior al Myachkovsky, en dicho período es posible detectar movimientos relativos del nivel del mar, probablemente de escala global, en áreas no afectadas directamente por la actividad tectónica y que, en alguna medida, ejercieron conjuntamente con ella un control en la sedimentación.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es un resumen parcial de la Tesis Doctoral leída por uno de nosotros (J. R. Bahamonde) el 28 de noviembre de 1990, en la Universidad de Oviedo; para cuya realización se ha disfrutado de una Beca del Plan de Formación de Personal Investigador. Los autores quieren mostrar su agradecimiento a las personas cuya colaboración ha supuesto un apoyo y una ayuda inestimable: las Dras. Villa y Martínez Chacón, por la labor de identificación

y datación de asociaciones faunísticas; Nemesio Heredia y Pedro Barba, por la ayuda en la geología de campo, así como por sus sugerencias, discusiones y comentarios sobre la problemática de la Cordillera Cantábrica; Carlos Salvador, Inmaculada Corrales, Luis Pedro Fernández y José Carlos García Ramos, del área de conocimiento de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo, por su valiosa cooperación.

## BIBLIOGRAFIA

- Adams, J. E.; Frenzel, H. N.; Rhodes, M. L. y Johnson, D. P. (1951).— Starved Pennsylvanian Midland Basin. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **35**, 2.600-2.607.
- 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, northwest Spain. En: *Coal: Formation, occurrence and related properties*. P. Bertrand (ed.). *Bull. Soc. Géol. France*, **16** (2), 325-333.
- Alvarez Marrón, J. (1989).— La estructura geológica de la Región del Ponga (Zona Cantábrica, NO España). *Tesis Univ. de Oviedo* (inédito).
- Alvarez Marrón, J. y Pérez-Estaún, A. (1987).— Thin skinned tectonics in the Ponga Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Geol. Rundschau*, **77** (2), 539-550.
- Anadón, P.; Cabrera, L. L.; Guimerá, J. y Santanach, P. (1985).— Paleogene strike-slips deformation, basin formation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. En: K.T. Bliddle y N. Christie-Blick (Eds.). *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Spec. Public. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* **37**, 203-218.
- Bahamonde, J. R. (1990).— Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero Medio y Superior de la Región del Manto del Ponga (Zona Cantábrica). *Tesis. Univ. de Oviedo* (inédito), 215 pp.
- Bahamonde, J. R.; Colmenero, J. R. y Heredia, N. (1988).— Morfología de un margen de plataforma carbonatada en el Carbonífero Superior de la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, **5**, 48-50.
- Bonatti, E. y Nayndu, Y. R. (1965).— Origen of manganese nodules on the ocean floor. *Amer. J. Sci.*, **263**, 17-39.
- Bonatti, E.; Kraemer, T. y Rydell, H. S. (1972).— Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. En: *Ferromanganese Deposits on the ocean floor.*, D. R. Horn (Ed.), 159-166.
- Colmenero, J. R. y Bahamonde, J. R. (1986).— Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Cuenca Estefaniense de Seberga (Región de Mantos, Zona Cantábrica). *Trab. Geología, Univ. de Oviedo*, **16**, 103-119.
- Colmenero, J. R.; Agueda, J. A.; Fernández, L. P.; Salvador, C. I.; Bahamonde, J. R. y Barba, P. (1988).— Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian zone, northwestern Spain. En: W. Nemeček y R. J. Steel (eds.). *Fan deltas: sedimentology and tectonic setting*. Blackie and Son. Glasgow, 267-285.
- Colmenero, J. R.; Agueda, J. A.; Bahamonde, J. R.; Barba, F. J.; Barba, P.; Fernández, L. P. y Salvador, C. I. (en prensa).— Evolución de la cuenca de antepaís namuriense y westfaliense de la Zona Cantábrica, NO. de España. XII Cong. Inter. del Carbonífero y Pérmico. 1991. Argentina.
- Eichmüller, K. (1986).— Some Upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) Lithostratigraphic Units in Northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Geol. Min.*, **XCVII** (V), 590-607.
- 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. Nemeček y R. J. Steel (Eds.). *Fan deltas: sedimentology and tectonic setting*. Blackie and Son. Glasgow, 286-302.
- Fernández, L. P. (1990).— Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de la Región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano. *Tesis. Univ. de Oviedo* (inédito), 322 pp.
- Fernández Rodríguez-Arango, R. y Naval, A. (1984).— Prospección previa de las cuencas carboníferas de Sellaño y Beleño (Asturias, zona Norte). *Inédito. ITGE*.
- Frey, R. W. y Pemberton, S. G. (1984).— Trace fossil: Facies Models. En Walker (Ed.). *Facies Models* (2ª ed.), 189-207.

- Freytet, P. y Plaziat, J. C. (1982).— Continental carbonate sedimentation and pedogenesis.— Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. En: *H. B. Purser (Ed.)*. — «Contributions to Sedimentology». Stuttgart, **12**, 213 pp.
- García-Ramos, J. C.; Valenzuela, M.; Suárez de Centi, C. y Bahamonde, J. R. (1986-1987).— El icnogénero *zoophycos* y su valor sedimentológico y paleoambiental. *Acta Geológica Hispánica*, **22**, 449-505.
- Ginkel, A. C. van (1965).— Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **34**, 1-225.
- Golstein, R. H. (1988).— Paleosols of Late Pennsylvanian cyclic strata, New México. *Sedimentology*, **35**, 777-803.
- Harbaugh, D. W. y Dickinson, W. R. (1981).— Depositional facies of Mississippian clastic, Antler Foreland Basin, central Diamond Mountains, Nevada. *J. Sedim. Petrol.*, **51**, 1.233-1.234.
- Holmes, a. (1965).— Principles of Physical Geology. *Ronald Press Co. New York*, 1.288 pp.
- Johns, D. R.; Mutti, E.; Rosell, J. y Séguret, M. (1981).— Origin of a thick, redeposited bed in Eocene turbidites of Hecho Group, South-Central Pyrenees, Spain. *Geology*, **9**, 161-164.
- Julivert, M. (1960).— Estudio geológico de la Cuenca de Beleño, Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **LX-XI**, 1-346.
- Julivert, M. (1967a).— La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, **1**, 1-27.
- Julivert, M. (1967b).— La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, **1**, 59-76.
- Julivert, M. (1971).— Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of northwest Spain. *Am. Jour. Sci.*, **270**, 1-29.
- Kennedy, W. J. y Juignet, P. (1974).— Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*, **21**, 1-42.
- Labaume, P.; Mutti, E.; Seguret, M. y Rosell, J. (1983).— Megaturbidites carbonatées du basin turbiditique de l'Eocene inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Geol. France*, **XXXV** (6), 927-941.
- Less, A. (1964).— The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) «reefs» of west-central Eire. *Phil. Trans. Roy. Soc. London ser B.*, **247**, 483-531.
- Less, A. y Miller, J. (1985).— Facies variation in Waulsortian buildups, Part 2: Mid-Dinantian buildups from Europe and North America. *Geological Journal*, **20**, 159-180.
- Lotze, F. (1945).— Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, **6**, 78-92.
- 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** (2), 256-260.
- Martínez Chacón, M. L.; Menéndez Alvarez, J. R.; Sánchez de Posada, L. C. y Truyols, J. (1985).— Aportaciones al conocimiento de la Formación Ricacabiello (Carbonífero de la Zona Cantábrica, N. de España) y su contenido paleontológico. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, **15**, 53-65.
- McBride, E. F. (1974).— Significance of color in red, green, purple, olive, brown and grey beds of Difunta Group, Northeastern Mexico. *Jour. Sed. Petro.*, **44**, 760-773.
- Nemec, W. y Steel, R. J. (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.
- Osgood, R. G. y Szmuc, E. J. (1972).— The trace fossil *Zoophycos* as an indicator of water depth. *Bull. Am. Paleontology*, **62**, 1-22.
- 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** (3), 517-537.
- Pickering, K.; Stoow, D.; Watson, M. y Hiscott, R. (1986).— Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earch Sci. Reviews*, **23**, 75-174.
- Ricci Lucchi, F.; Colella, A.; Ori, G. G.; Oglioni, F. y Colalongo, M. L. (1981).— Pliocene fan deltas of the Intra-Appenninic Basin, Bologna. *Excursion Guidebook 2nd European IAS Congress*. 79-162.
- Salvador, C. (1989).— Estratigrafía y sedimentología del Norte de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana. *Tesis. Univ. de Oviedo* (inédito), 201 pp.
- Sánchez de la Torre, L.; Agueda, J. A.; Colmenero, J. R.; Lastra, J. y Martín Llana, J. (1981).— Emplazamiento de deltas prográdantes y facies asociadas en el Westfaliense del borde Oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, **11**, 191-201.
- Sánchez de la Torre, L.; Agueda Villar, J. A.; Colmenero, J. R.; García Ramos, J. C. y González Lastra, J. A. (1983).— Evolución Sedimentaria y Paleogeográfica del Carbonífero de la Zona Cantábrica. *Libro Guía X I.C.C. Spain, Excursión F*, 154 pp.
- Sjerp, N. (1967).— The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **39**, 55-128.
- Tankard, A. J. (1986).— On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: example from the Appalachian and Rocky Mountain basins. En *P. A. Allen and P. Homewood (Eds.)*.— «Foreland Basins». *IAS Spec. Publ.*, **8**, 369-392.
- 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). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, **14**, 45-52.

- Villa, E. (1988).- Fusulináceos carboníferos del Este de Asturias (N de España). *Tesis. Univ. de Oviedo* (inédito), 378 pp.
- 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.
- Walls, R. A.; Harris, W. B. y Nunan, W. E. (1975).- Calcareous crust (caliche) profiles and early subaerial exposure of carboniferous carbonates, northeastern Kentucky. *Sedimentology*, **22**, 417-440.
- Wescott, W. A. y Ethridge, F. G. (1980).- Fan-delta sedimentology and tectonic setting-Yallahs Fan Delta, southeast Jamaica. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **64**, 374-247.
- Wilson, J. L. (1975).- Carbonate facies in Geologic History. *Springer-Verlag. Berlín*, 471 pp.

