

# APORTACIONES AL CONOCIMIENTO DE LA FORMACION RICACABIELLO (CARBONIFERO DE LA ZONA CANTABRICA, N DE ESPAÑA) Y SU CONTENIDO PALEONTOLOGICO

M. L. MARTINEZ-CHACON, J. R. MENENDEZ-ALVAREZ, L. C. SANCHEZ DE POSADA Y J. TRUYOLS

TRABAJOS DE GEOLÓGIA J. (1985).—Aportaciones al conocimiento de la Formación Ricacabiello (Carbonífero de la Zona Cantábrica, N de España) y su contenido paleontológico. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 53-65. ISSN 0474-9588.



La Formación Ricacabiello (Sjerp 1967) es una serie condensada del Carbonífero cantábrico, que ha sido reconocida en diversos puntos del Manto del Ponga y áreas vecinas. Las lutitas que la constituyen descansan siempre sobre la Formación Barcaliente; entre las dos formaciones algunos autores han supuesto la existencia de un hiato sedimentario. Hasta ahora se disponía de escasos datos directos sobre la edad de estos materiales. El hallazgo de fósiles en diversas secciones de la formación, así como también de la Formación Barcaliente, permite precisar la edad de ambas. El depósito de la Formación Ricacabiello debió efectuarse a lo largo de todo el Bashkiriense. Se comparan sus materiales con otros de la misma edad en áreas vecinas y se sitúan dentro del esquema estratigráfico del Carbonífero Cantábrico.

The Ricacabiello Formation (Sjerp 1967) is a condensed sequence from the Carboniferous in the Cantabrian Mountains, that has been recognized in several localities of the Ponga Nappe and neighbouring areas. The lutites composing this formation overlies always the Barcaliente Formation; some authors have assumed the existence of a sedimentary hiatus between both formations. Up to now, direct data supporting the age of the sequence were scarce. The finding of fossils in several sections of this formation, as well as in the Barcaliente Formation allows us to accurately determine the age of both. The deposition of the Ricacabiello Formation should take place during the entire Bashkirian. The rocks forming this formation are compared with others of the same age from adjacent areas and are also placed within the Carboniferous stratigraphical scheme in the Cantabrian Mountains.

*María Luisa Martínez-Chacón, José Ramón Menéndez-Alvarez y Jaime Truyols, Departamento de Paleontología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo. Luis Carlos Sánchez de Posada, Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Manuscrito recibido el 15 de enero de 1985.*

## INTRODUCCIÓN

En cada una de las distintas unidades estructurales que se han establecido para el Paleozoico de la Zona Cantábrica (Macizo Hespérico, N de España), el Carbonífero presenta características propias en sus materiales y su régimen sedimentario. Salvo durante el intervalo Tournaisiense-Namuriense A inferior, en que la sedimentación muestra una relativa uniformidad a lo largo y ancho de toda la cuenca carbonífera, las primeras manifestaciones del levantamiento del orógeno hercínico, se ponen en evi-

dencia a través de una clara diversificación en la repartición areal de los materiales y en la naturaleza de los mismos. Para un correcto establecimiento de la historia sedimentaria de la región durante estas etapas, hacen falta todavía datos de edad que permitan efectuar correlaciones con la precisión que requieren las finas subdivisiones cronostratigráficas del Carbonífero. Por ello es preciso realizar investigaciones paleontológicas de detalle, que provean una información superior a la que poseemos en la actualidad.

Una de las cuestiones que han provocado

más interpretaciones erróneas en la historia de la sedimentación del Carbonífero cantábrico, tiene su origen en el escaso conocimiento de las relaciones de equivalencia temporal entre los materiales calcáreos y terrígenos depositados durante el Namuriense, que pueden apreciarse a lo largo de una transversal que afecte al zócalo paleozoico, desde el borde occidental de la Región de Pliegues y Mantos a la Región de Picos de Europa. El tema está en relación además con el problema de la edad del techo de la Caliza de Montaña, problema debatido de hace años por diversos autores y no resuelto claramente por insuficiencia de datos paleontológicos de apoyo.

La Caliza de Montaña considerada globalmente (es decir, sin distinguir en ella las dos formaciones que en realidad la integran, Barcaliente y Valdeteja), presenta un evidente diazonismo en su techo, que, si ya podía suponerse a través de la cartografía, es gracias a los hallazgos paleontológicos más fiables cómo ha podido ser documentado temporalmente. Este diazonismo es bien patente en las secciones o áreas en que la Caliza de Montaña contiene la Formación Valdeteja (Unidad de La Sobia-Bodón, por ejemplo); el estudio de las faunas que contiene (foraminíferos, en particular) muestra de modo inequívoco este hecho. En cambio, parece existir bastante unanimidad entre geólogos de distintas escuelas, en admitir que el techo de la Formación Barcaliente es aproximadamente isocrónico (salvo en el borde occidental/meridional de la cuenca, donde esta formación se acuña y pasa a materiales de otra litología), a pesar de la escasez de datos paleontológicos que confirmen esta suposición.

El reciente hallazgo de fósiles en diversas localidades dentro de los tramos más bajos de la sucesión terrígena que sigue a la Formación Barcaliente en la Región del Ponga y áreas vecinas, permite ahora una mayor precisión y un sustento más firme a la edad de los mismos y de la propia Formación Barcaliente en este ámbito. El presente artículo constituye una nota previa referida al contenido paleontológico de los materiales que pertenecen a la Formación Ricacabiello.

#### LA FORMACIÓN RICACABIELLO

La Formación Ricacabiello fue establecida por Sjerp (1967) para una serie de poco espesor situada inmediatamente por encima de la Caliza de Montaña, en una zona al E de la prolonga-

ción sudoriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias (de la cuenca de Piedrafita-Lillo, en la denominación usada por el autor). La sección tipo se encuentra al Sur del Pico Ricacabiello, en el macizo del Mampodre. Según el autor, la sucesión está constituida por «*mudstones*» pardo-rojizos o verdosos, que con frecuencia contienen nódulos de sílice, de limonita o de dióxido de manganeso, de hasta 2 cm. El espesor de la formación descrita oscila entre 5 y 35 m. Se trata, para Sjerp, de una formación condensada, depositada sin duda en un régimen de sedimentación lenta; los nódulos limoníticos podrían atestiguar incluso intervalos de no deposición en la serie.

Sin embargo, antes del establecimiento formal de esta unidad litostratigráfica por Sjerp, la existencia de los materiales que la integran ya había sido puesta de manifiesto por Julivert (1960) en la zona de Beleño (Manto del Ponga), al Norte de la localidad tipo. En su estudio regional, Julivert establecía la existencia de una serie pizarrosa de poco espesor (de unos 25 m de potencia), inmediatamente por encima de la Caliza de Montaña, bajo el nombre de «serie roja inferior» o «serie abigarrada inferior». Si bien el color pardo-rojizo caracterizaba la formación en muchos puntos, en otras localidades las «pizarras» poseían una coloración gris-verdosa, característica que la diferenciaba menos de los materiales pizarroso-arenosos situados por encima de ella, que él informalmente denominaba «conjunto pizarroso» (la Formación Beleño, de Van Ginkel 1965), hasta alcanzar la Caliza Masiva (la Formación Escalada, del mismo autor).

Al no haber encontrado fauna alguna en la «serie roja inferior», Julivert fijaba su edad de manera indirecta. Puesto que había que atribuir una edad Namuriense a la Caliza de Montaña (tras haber efectuado un análisis crítico de los escasos datos disponibles en aquel momento), Julivert estableció una edad Westfaliense para toda la sucesión terrígena situada por encima de la misma, incluyendo por lo tanto en ella su «serie roja inferior». El otro nivel de referencia más próximo, en la parte alta del «conjunto pizarroso», contenía una fauna (que había sido determinada por Demanet) que resultaba escasa y significativa en cuanto a edad.

Con otros elementos de juicio, Sjerp (1967) había podido ser más preciso en su datación de la Formación Ricacabiello. En la sección tipo,

bastante por encima de la misma (a 250 m del techo), existe una banda calcárea de 9 m de potencia (el *Lázaro Limestone lense*), que contiene Fusulínidos (una nueva subespecie de *Aljutovella elongata* Raus.-Chern. y Saf.) y Algas calcáreas (*Anthracoporella spectabilis* Pia, *Epimastopora rolloensis* Racz, *Donezella lutugini* Maslov, etc.). Con ello, Sjerp dedujo una probable edad Vereyense para dicha intercalación (sin que pudiera excluirse totalmente una edad más baja, Bashkiriense teminal, por ej., o incluso más alta, Kashiriense inferior), lo cual parecería indicar que el depósito de la Formación Ricacabiello debió producirse a lo largo del Bashkiriense.

De hecho, al no disponerse de restos paleontológicos en las propias capas de la formación, la cuestión de su edad no quedaba totalmente cerrada. De lo que no había ninguna duda, en cambio, era en la equivalencia existente entre ambas series, con una misma posición estratigráfica e igual composición litológica, hecho reconocido ya por sus propios autores (Sjerp 1967; Julivert 1970).

Lo que venía desconociéndose hasta ahora era la distribución geográfica real de estos materiales fuera de las secciones en las que habían sido descritos por sus respectivos autores. En realidad, la Formación Ricacabiello ha merecido escasa atención por parte de los geólogos que han trabajado en la Cordillera Cantábrica. Es posible que, en parte por lo menos, ello sea debido al escaso espesor de la misma, que permite que en algunos casos su presencia pase desapercibida, particularmente cuando no presenta su típica coloración. Las alusiones que a ella se realizaron, no pasaron de ser su simple mención en algunas memorias del Mapa Geológico (Julivert 1970; Julivert, Truyols y García-Alcalde 1971) y en algunos artículos de síntesis sobre el Carbonífero de la Cordillera Cantábrica (Truyols y Sánchez de Posada 1982; Truyols 1983; Sánchez de la Torre *et al.* 1983). No figura en cambio en los trabajos donde se han descrito formaciones existentes en esta área del Carbonífero cantábrico (Van Ginkel 1965; Wagner, Winkler Prins y Riding 1971, etc.).

#### LAS CAPAS DE MERÉ

En 1971, Martínez García describió una serie del Carbonífero a lo largo del río de las Cabras (sucesión reconocida ya por Barrois en 1882), deteniéndose particularmente en los materiales

terrígenos que siguen a la Caliza de Montaña, representada en la zona por la Formación Barcaliente. Estos materiales están representados por lutitas rojizas, amarillentas o grises, con un cierto contenido silíceo en sus tramos bajos. A una distancia que calculó como de unos 50 m de la base, Martínez García consiguió localizar un yacimiento paleontológico de interés, al N de Meré. Este yacimiento se halla junto al Km 8 de la carretera de Posada de Llanes al alto del Ortiguero, y sus coordenadas son las siguientes:  $x = 4^{\circ} 54' 38''$  y  $y = 43^{\circ} 23' 03''$ . Su exploración suministró una fauna variada, constituida por Braquiópodos, Trilobites, Ostrácodos, Bivalvos, Cefalópodos, etc., que, gracias a la presencia de estos últimos, fue datada como del Namuriense B. Excavaciones posteriores efectuadas en este mismo punto, permitieron el hallazgo de nuevos restos, que han sido objeto de algunas publicaciones (Martínez-Chacón y Winkler Prins 1977; Gandl 1980).

El hallazgo de esta fauna (que será comentada más adelante) supuso un punto de referencia importante para el establecimiento, en el área del yacimiento, de la edad del techo de la Formación Barcaliente, y sirvió además de base útil para una nueva discusión sobre la de la Caliza de Montaña en general.

Informalmente estos materiales han sido conocidos en diversas publicaciones como Capas de Meré (*Meré beds*), pero ya desde 1977 se insinuó, dada su posición estratigráfica, su posible relación con la Formación Ricacabiello (Martínez-Chacón y Winkler Prins 1977). Las investigaciones llevadas a cabo en estos últimos años en el Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo, con el descubrimiento de nuevas localidades fosilíferas en secciones diversas del Carbonífero de la Región del Ponga y áreas inmediatas, no han hecho sino confirmar esta suposición. En algunos de los trabajos de síntesis anteriormente indicados (Truyols y Sánchez de Posada 1982; Truyols 1983), hemos homologado ya las Capas de Meré a la Formación Ricacabiello.

#### NUEVAS LOCALIDADES DE LA FORMACIÓN RICACABIELLO

Admitiendo la anterior homologación, hasta ahora pues, eran conocidas como secciones de la Formación Ricacabiello, las siguientes: en primer lugar, las citadas por Julivert en 1960, sobre el Manto del Ponga; en segundo lugar, la

del Pico Ricacabiello, la sección tipo de Sjerp (1967), junto con las señaladas en el mapa que acompaña a su trabajo (en realidad, se indica siempre en él como Formación Ricacabiello el contacto cartográfico entre la Caliza de Montaña y los materiales que la siguen); y en tercer lugar, la sección de Meré, estudiada por Martínez García en 1971. Solamente esta última había suministrado fauna. Cabe señalar, no obstante, la existencia además en el *klippe* de Armada (junto al embalse del río Porma) de una fauna de Cefalópodos, citada por Kullmann en 1962 y por Sjerp en 1967. Esta fauna, finalmente estudiada por Kullmann en 1979, puede corresponder, tanto por su composición taxonómica como por la naturaleza de los materiales de los que por lo visto procede, a la Formación Ricacabiello. De todos modos, reservamos por ahora su inclusión en la misma a un reconocimiento previo sobre el terreno.

Los autores del presente trabajo han explorado diversos afloramientos de las rocas situadas inmediatamente por encima de la Caliza de Montaña en la Región del Ponga, reconociendo la existencia de la Formación Ricacabiello en un ámbito extenso que abarca prácticamente toda esta región y la rebasa quizá en algunos puntos. Sin embargo, el área meridional, que corresponde precisamente a la zona estudiada por Sjerp (1967), no ha sido reconocida por el momento (Fig. 1).

La litología de los materiales en las secciones exploradas tiene características que se corresponden bien con las descritas por Julivert en su «serie roja inferior» y por Sjerp en la Formación Ricacabiello. Se trata de lutitas de color rojo burdeos, que les da un aspecto muy característico, o de color verdoso o pardo, menos llamativo, coexistiendo a veces con tramos rojizos. Existen también en algunas localidades nódulos silíceos, ferruginosos o de manganeso. Solamente en alguna sección, las lutitas están interrumpidas por delgados niveles de caliza o tramos más gruesos, que suelen contener Conodontos. A esta serie le sucede la Formación Beleño (Van Ginkel 1965), constituida por

una alternancia de lutitas y areniscas, con algún banco calcáreo, especialmente en su parte superior; a veces se presentan delgados niveles carbonosos (es el «conjunto pizarroso» de Julivert 1960). El paso de una unidad litostratigráfica a otra está marcado por la naturaleza más grosera y heterogénea de los materiales que componen la segunda de ellas, y por un notorio empobrecimiento del contenido faunístico. Si bien es cierto que la Formación Ricacabiello muestra en algunas localidades un contenido paleontológico escaso, en bastantes de las secciones visitadas contiene una fauna típica y relativamente uniforme. En cambio, la parte baja de la Formación Beleño no ha proporcionado hasta ahora elementos faunísticos significativos; la mayoría de ellos se han hallado en su parte superior, en las proximidades de la Formación Escalada. La existencia de un banco calcáreo en determinadas secciones, inmediatamente por encima de la sucesión de lutitas que asignamos a la Formación Ricacabiello, llega a constituir un criterio adicional de utilidad para establecer su límite superior.

Las localidades que hasta ahora nos han suministrado fauna, de entre las visitadas en la Formación Ricacabiello, son las siguientes:

#### 1. Puente de Retertorio, Este

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 11' 00''$ .  $y = 43^{\circ} 12' 13''$ .

Hoja núm. 55 (15-5), «Beleño», del Mapa de España 1 : 50.000, del Instituto Geográfico y Catastral. Km 14,5 de la carretera de Sellaño a Beleño y Sobrefoz.

Lutitas verde-azuladas con algún delgado nivel de arenisca. Techo con un banco calcáreo de 2 m.

Potencia de la formación: 22 m.

Muestras procedentes de un nivel a 7 m de la base.

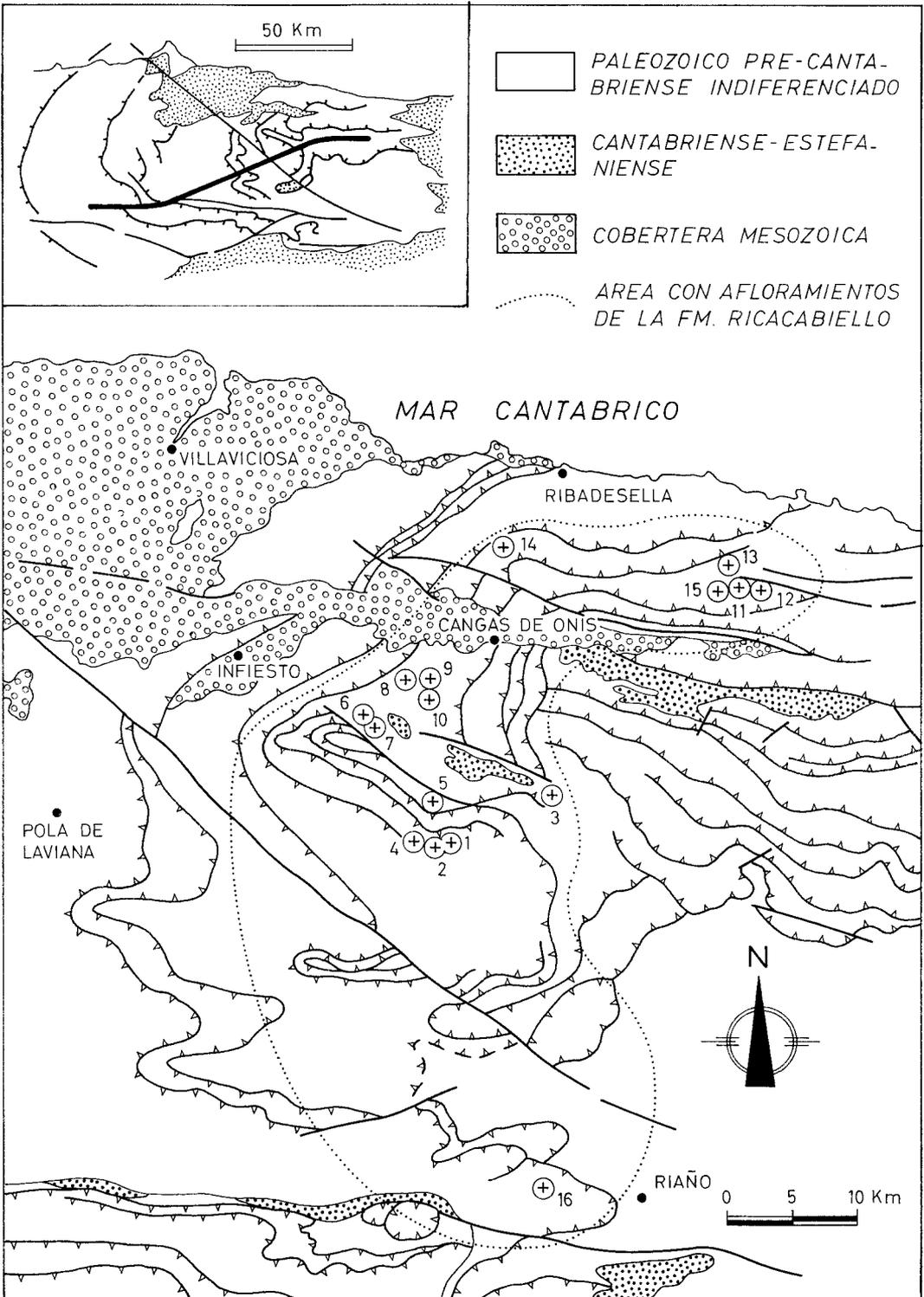
#### 2. Puente de Retertorio, Oeste

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 11' 03''$ .  $y = 43^{\circ} 12' 13''$ .

Hoja núm. 55 (15-5), «Beleño», del Mapa de España 1 : 50.000, del I.G.C.

Entrada de la carretera local, del puente a Abiego y Sobrefoz.

Fig. 1.—Distribución geográfica de las localidades de la Formación Ricacabiello citadas en el texto: 1, Puente de Retertorio, Este. 2, Puente de Retertorio, Oeste. 3, Amieva. 4, Tanda. 5, Sur de Sellaño. 6, Peña del Toyo, Norte. 7, Peña del Toyo, Sur. 8, Cementerio de Montes de Sebares. 9, Llerandi 1. 10, Llerandi 2. 11, Debodes. 12, Cortines. 13, Puente Nuevo. 14, Peruyes. 15, Meré. 16, Pico Ricacabiello. Mapa de situación en la parte superior izquierda, con la transversal citada en el texto.



Lutitas verde-azuladas. Techo con banco calcáreo.  
Potencia de la formación: unos 25 m (estimación).  
Muestra de un nivel indefinido cercano al techo.

### 3. Amieva

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 05' 26''$ ,  $y = 43^{\circ} 14' 15''$ .  
Hoja núm. 55 (15-5), «Beleño», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Carretera local a Amieva, a 100 m del cruce con la  
C-637, de Cangas de Onís a Riaño.

Lutitas rojas con intercalaciones dolomíticas, de 0,6  
a 2 m de espesor.

Potencia de la formación: 20 m (visibles).

Muestras recogidas a 0,4 y a 6 m de la base.

### 4. Tanda

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 11' 55''$ ,  $y = 43^{\circ} 12' 12''$ .  
Hoja núm. 54 (14-5), «Rioseco», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Carretera del balneario de Mestas a Taranes, Km  
1,2.

Lutitas gris-verdosas. Malas condiciones de aflora-  
miento.

Potencia de la formación: no puede ser evaluada.

Muestra recogida hacia la parte media.

### 5. Sur de Sellaño

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 12' 15''$ ,  $y = 43^{\circ} 14' 32''$ .  
Hoja núm. 54 (14-5), «Rioseco», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Km 8,2 de la carretera de Sellaño a Beleño y Sobre-  
foz.

Lutitas rojas con tramos delgados de caliza silicifi-  
cada. Base y techo con lutitas grises o verdosas.

Potencia de la formación: 50 m.

Muestras recogidas cerca de la base.

### 6. Peña del Toyo, Norte

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 14' 34''$ ,  $y = 43^{\circ} 18' 11''$ .  
Hoja núm. 54 (14-5), «Rioseco», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Km 7,7 de la carretera de Sebares a Sellaño.

Lutitas rojas y algún nivel dolomítico.

Potencia de la formación: 40 m (estimación).

Muestras recogidas a 2 y a 3-4 m de la base.

### 7. Peña del Toyo, Sur

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 14' 29''$ ,  $y = 43^{\circ} 18' 03''$ .  
Hoja núm. 54 (14-5), «Rioseco», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Km 9 de la carretera de Sebares a Sellaño (desvío  
de la carretera).

Lutitas grises en la base y el techo, separadas por  
una sucesión calcárea de 7 m que en su parte media  
posee intercaladas lutitas rojas.

Potencia de la formación: 20 m.

Muestra recogida a 7 m de la base.

### 8. Cementerio de Montes de Sebares

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 14' 50''$ ,  $y = 43^{\circ} 19' 28''$ .  
Hoja núm. 54 (14-5), «Rioseco», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Cruce de la pista de Pandávenes a la carretera de  
Sebares a Sellaño, con el camino del cementerio.

Lutitas verdosas y grises, con bancos de arenisca.

Potencia de la formación: muro y techo no visibles,  
imposible evaluación.

### 9. Llerandi 1

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 12' 28''$ ,  $y = 43^{\circ} 19' 02''$ .  
Hoja núm. 54 (14-5), «Rioseco», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Pista del Km 7 de la carretera a Llerandi, a las anti-  
guas minas de cobre, a 450 m del cruce.

Lutitas rojas.

Potencia de la formación: no puede ser evaluada.

Muestra recogida a unos 20 m de la base.

### 10. Llerandi 2

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 12' 37''$ ,  $y = 43^{\circ} 18' 36''$ .  
Hoja núm. 54 (14-5), «Rioseco», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Pista del Km 7 de la carretera a Llerandi, a las anti-  
guas minas de cobre, a 800 m al S de la localidad an-  
terior.

Lutitas rojas.

Potencia de la formación: no puede ser evaluada.

Muestra recogida a unos 20 m de la base.

### 11. Debodes

Coordenadas:  $x = 4^{\circ} 54' 17''$ ,  $y = 43^{\circ} 22' 59''$ .  
Hoja núm. 31 (15-4), «Ribadesella», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Carretera de Meré a Llanes. A 180 m del cruce con  
la de Posada de Llanes a Ortuero.

Lutitas rojas.

Potencia de la formación: no puede ser evaluada.

Muestra recogida en la misma base.

### 12. Cortines

Coordenadas:  $x = 4^{\circ} 52' 40''$ ,  $y = 43^{\circ} 22' 42''$ .  
Hoja núm. 31 (15-4), «Ribadesella», del Mapa  
1 : 50.000, del I.G.C.

Pista de Cortines a Buda y Jarreras. A 200 m del  
cruce con la carretera de Meré a Llanes.

Lutitas verdosas y rojizas.

Potencia de la formación: no puede ser evaluada.

Muestras recogidas a unos 8 m de la base.

13. *Puente Nuevo*

Coordenadas:  $x = 4^{\circ} 54' 42''$ .  $y = 43^{\circ} 23' 44''$ .

Hoja núm. 31 (15-4), «Ribadesella», del Mapa 1 : 50.000, del I.G.C.

Pista de Puente Nuevo a Comezán. A 300 m del cruce con la carretera de Posada de Llanes a Orti-guero.

Lutitas verdosas y rojizas.

Potencia de la formación: no puede ser evaluada.

Muestras recogidas a pocos metros de la base.

14. *Peruyes*

Coordenadas:  $x = 5^{\circ} 06' 11''$ .  $y = 43^{\circ} 24' 03''$ .

Hoja núm. 31 (15-4), «Ribadesella», del Mapa 1 : 50.000, del I.G.C.

Pista de Peruyes a Villa, junto al puente.

Lutitas gris verdosas, con tramos de arenisca y algún nivel ferruginoso.

Potencia de la formación: 50 m como mínimo.

Muestras recogidas cerca de la base, a 15-22 m y a 40 m de la base.

LA FAUNA Y LA EDAD DE LA FORMACIÓN  
RICACABIELLO

Los únicos datos paleontológicos publicados hasta ahora de los materiales que constituyen la Formación Ricacabiello (salvo los citados por Kullmann en 1962 y 1979, que probablemente deben ser incluidos en la misma; véase más arriba), proceden de los trabajos indicados anteriormente y referidos al yacimiento de Meré. En 1971, Martínez García daba una lista provisional de la fauna, constituida esencialmente por Braquiópodos (determinados por C. F. Winkler Prins), a los que se añadían algunos Trilobites (det. J. Gandl) y dos Cefalópodos (det. C. H. T. Wagner-Gentis). Un estudio completo de la fauna de Braquiópodos fue realizado más tarde por Martínez-Chacón y Winkler Prins (1977) y de la de Trilobites, por Gandl (1980). Las determinaciones de los Ostrácodos presentes figuran en Sánchez de Posada (1976), y las de algunos Bivalvos y Conodontos fueron dadas en el citado trabajo de Martínez-Chacón y Winkler Prins (1977).

La fauna de Meré posee unas características especiales que la distinguen claramente de la que existe en el mismo horizonte estratigráfico (o próximos a él) en otros puntos de la cuenca cantábrica. Solamente formas de este tipo están a veces presentes en un horizonte que puede distinguirse, en ocasiones, por debajo de la Formación Barcaliente (Tellego, S de Meré,

etc.) y que ha de atribuirse a un Namuriense A (Serpukhoviense) inferior. Estas características se deben sin duda a la existencia de factores ecológicos locales, que revelan condiciones particulares del medio. Tal circunstancia origina, como es natural, algunas dificultades para el establecimiento de la edad de la asociación con base a los Braquiópodos presentes. Martínez-Chacón y Winkler Prins (1977) analizaron el problema, comparando esta fauna particular con la que existe en otras áreas geográficas. Varios de los géneros de Meré están presentes, por ejemplo, en el Culm de Europa central y podrían indicar como edades el Viseense o el Namuriense. El conjunto de la fauna es muy parecido en composición al que existe en la Chappel Limestone de Texas, del Tournaisiense superior, lo que revela que se trata de dos comunidades paralelas, seguramente por haberse desarrollado en un medio análogo sometido a iguales condiciones de depósito.

La existencia de rasgos especiales en la fauna, que así permiten compararla con otras del Carbonífero inferior, no es exclusiva de los Braquiópodos presentes. Gandl (1980) indica también que la fauna de Trilobites muestra afinidades con la del Culm centroeuropeo, aunque la mayor parte de sus componentes están relacionados directamente con formas del SE asiático (de los Langgon Red Beds, de Malasia, según Gandl), que se han venido atribuyendo al tránsito Devónico-Carbonífero. En realidad se trata de taxones nuevos (especies, géneros), que no pueden aportar por ahora información cronostratigráfica apreciable. Lo mismo sucede con la mayor parte de los Ostrácodos, si bien por tratarse de moldes no permiten atribuciones específicas. Estas formas constituyen una asociación particular, que ya fue subrayada por uno de nosotros (Sánchez de Posada 1976) al compararla con las de la magnafacies hercínica del Devónico (el Thuringer Okotyp, de Becker), con presencia de géneros que podrían incluso sugerir una edad no superior al Dinantiense. También en estos casos hay que invocar circunstancias de medio, que explicarían la existencia de comunidades con grandes analogías con otras muy distanciadas en el espacio y el tiempo.

En cambio no sucede lo mismo con algunos elementos de la fauna pelágica, que, por su carácter, dan precisamente la clave de la edad de la asociación de Meré: la presencia de *Retites*

*semiretia*, del Morrow inferior de Arkansas, indica una edad Namuriense B para este nivel, según conclusiones de C. H. T. Wagner-Gentis (in Moore *et alt.* 1971), que ha determinado el material de Cefalópodos. Martínez-Chacón y Winkler Prins (1977) suponen que esa edad ha de referirse al Namuriense B superior (Marsdeniense). Pero en realidad, la zona de *Retites semiretia* está situada en la escala americana en posición más baja, por lo que la edad de Meré debería fijarse mejor como del Namuriense B inferior, o sea, del Kinderscoutiense.

En las nuevas localidades descubiertas se ha encontrado una fauna prácticamente análoga a la del yacimiento de Meré; las diferencias parecen mínimas. Por el momento sólo se han determinado, provisionalmente, los Braquiópodos (M. L. Martínez-Chacón), los Ostrácodos (L. C. Sánchez de Posada) y los Conodontos (J. R. Menéndez-Alvarez); hasta que no lo hayan sido también los Cefalópodos presentes en varias de las localidades (J. Kullmann, en estudio), no se podrán efectuar afirmaciones seguras sobre si la edad de estas series es la misma que la de Meré o corresponde a niveles ligeramente distintos.

Hasta ahora las especies reconocidas de los grupos indicados son, en total, las siguientes (los taxones descritos o citados de Meré, están además señalados con asterisco):

#### Brachiopoda

- \* *Crania* ? *quadrata* (M'Coy)
- Orbiculoidea* sp.
- \* *Schizophoria* sp.
- Rhipidomella* sp.
- \* *Drahanorhynchus cantabricus* M. Ch. y W. P.
- Meekella* ? sp.
- Orthotetidina* indet.
- Rugosochonetes speciosus* (Cope)
- R. cf. speciosus* (Cope)
- R.* sp.
- Rugosochonetinae* indet.
- Sokolskya* sp.
- \* *Anopliopsis* ? *parva* M. Ch. y W. P.
- A.* ? cf. *parva* M. Ch. y W. P.
- A.* ? sp.
- \* *Caenanoplia martinezi* M. Ch. y W. P.
- C. cf. martinezi* M. Ch. y W. P.
- Globosochonetes* sp.
- \* *Tornquistia* cf. *polita* (M'Coy)
- \* *T. scutiformis* M. Ch. y W. P.
- T. cf. scutiformis* M. Ch. y W. P.
- T.* sp.
- Anopliidae* indet.
- Chonetacea* indet.

- \* *Productellinae* indet.
- \* *Aseptella asturica* M. Ch. y W. P.
- Whidbornella* ? sp.
- Plicatifera* cf. *sinecosta* M. Ch.
- Linoproductinae* indet.
- Productidina* indet.
- \* *Leiorhynchus* sp.
- Pugnax* ? sp.
- \* *Camerisma* sp.
- C.* ? sp.
- Psilocamarinae* indet.
- Stenoscolmatacea* indet.
- Composita* ? sp.
- Athyridinae* indet.
- Martinia* ex gr. *corculum* (Kutorga)
- \* *M. aff. glabra* (Sowerby)
- M.* sp.
- Attenuatella* n. sp.
- \* *Crurithyris* cf. *urii* (Fleming)
- C. cf. planoconvexa* (Shumard)
- C.* sp.
- \* *Ambocoeliidae* indet.
- Phricodothyris (Cond Rathyris)* sp.
- \* *Kitakamithyris merensis* M. Ch. y W. P.
- \* *Taimyrella lamellosa* (M. Ch. y W. P.)
- T. cf. lamellosa* (M. Ch. y W. P.)
- T.* ? sp.
- Reticulariaceae* indet.
- \* *Cranaenidae* indet.
- Discinidae* indet.
- Terebratulida* indet.

#### Ostracoda

- \* *Tetrasacculus* sp.
- \* *Kirkbya* sp.
- Amphissites* sp.
- \* *Psilokirkbyella* sp.
- Berounella* sp.
- \* *Tricornina* ? sp.
- \* *Bohemina* ? sp.
- \* *Bairdia* sp.
- \* *Acratia* sp.
- \* *Rectoplacera* ? sp.
- Triplacera* ? sp.
- \* *Orthonaria* ? sp.
- Healdiopsis* ? sp.
- \* *Healdia* sp.
- \* *Graphiadactyllis* sp.
- \* *Discoidella* ? sp.

#### Trilobita (Lista exclusiva de Meré, Gandl 1980)

- \* *Namuropyge (Coignops) martinezi* Gandl
- \* *Namuraspis ovedensis* Gandl
- \* *Archegonus (Merebolina) merensis* Gandl
- \* *A. (Langgonbole) truyolsi* Gandl
- \* *A. (Crassibole) crassus* Gandl
- \* *A. (Angustibole?) glabratesta* Gandl
- \* *A. (N. subg.) semiplanus* Gandl

- \* *Pseudowaribole (Gaigibole) crepusculi* Gandl
- \* *Liobole* sp.

Bivalvia (Lista exclusiva de Meré, Winkler Prins in M. Ch. y W. P. 1977)

- \* Aviculopectinidae indet.
- \* *Leptodesma* ? sp.
- \* *Nuculopsis* sp.
- \* *Parallelodon* sp.

Cephalopoda (Lista exclusiva de Meré, Wagner-Gentis in Martínez García 1971)

- \* *Retites semiretia* Mc. Caleb
- \* *R. merensis* Wagner-Gentis

Conodonta

- Idiognathoides attenuatus* (Harris y Holl.)
- I. sulcatus sulcatus* Higgins y Bouckaert
- I. sulcatus parvus* Higgins y Bouckaert
- I. sinuatus* ? Harris y Holl.
- I. macer* (Wirth)
- Paragnathodus glaber* (Wirth)
- Declinognathodus noduliferus noduliferus* (Ellison y Graves)
- \* *Hindeodella* sp.
- \* *Ozarkodina* sp.

Las formas más características de la fauna de Meré, en particular por lo que se refiere a los Braquiópodos, se encuentran en la mayoría de localidades reseñadas. Esta circunstancia podría inducirnos a creer que todas las localidades son realmente de la misma edad, pero debe tenerse en cuenta que muchas de las formas comunes son especies nuevas, cuya completa distribución temporal nos es desconocida, por lo cual la conclusión anterior no tiene porque ser necesariamente cierta. Por otra parte, el carácter condensado de la serie admitiría que en la misma pudiesen estar representados, además, niveles de edad distinta. Como puede verse en la relación de yacimientos visitados, las muestras con material paleontológico proceden de capas situadas a distancias muy variadas respecto a la base de la sucesión.

No obstante, algunos datos de adquisición reciente pueden contribuir en parte a resolver la cuestión. De un lado está el problema de la edad mínima que deba atribuirse a las capas basales de la formación. Hasta hace poco, el yacimiento de Meré se presentaba como una referencia puntual aislada, a cierta distancia del techo de la Caliza de Montaña, cuya edad precisa no era conocida. El hallazgo de Conodontos por

uno de nosotros en la Caliza de Montaña (localmente representada por la Formación Barcaliente), cerca de su techo, a unos 600 m al E (proximidades de Debodes), permite una buena datación. En efecto, la presencia de varias formas de *Idiognathoides*, como *I. attenuatus*, *I. sulcatus sulcatus*, etc., garantiza una edad Namuriense B, como mínimo, para el techo de la Formación Barcaliente. Lo mismo sucede en muchos otros puntos. En la sección de Beleño (Puente de Retertorio), por ej., las mismas formas de Conodontos hacen su aparición a partir de los 120 m por debajo del techo de la Formación Barcaliente. En consecuencia, puede admitirse un grado elevado de isocronismo para el techo de esta formación, de una edad Namuriense B inferior (Kinderscoutiense), aunque en algunos puntos esa edad puede fluctuar, descendiendo hasta un Namuriense A muy alto (en Peruyes, por ej.). Estos resultados permiten afirmar, pues, que el depósito de los materiales lutíticos de la Formación Ricacabiello no pudo efectuarse antes del Namuriense B, edad ésta que debe ser considerada verosímilmente como mínima para la formación.

Por lo que se refiere a su límite superior (que desgraciadamente algunas veces no puede fijarse de manera clara), nos encontramos con la escasez de restos paleontológicos que suele presentar la Formación Beleño, que sigue en el tiempo a la Formación Ricacabiello. No obstante, existía el dato de Sjerp (1967) sobre el contenido paleontológico del lentejón Lázaro de caliza, situado en la sección tipo del Pico Ricacabiello, que posee Fusulinidos y Algas calcáreas de una edad Vereyense probable. El lentejón está situado, según Sjerp, a unos 250 m por encima de la formación y, por tal razón solamente posee valor indicativo sobre la edad que realmente corresponde a sus capas más altas. Sin embargo, en el curso de nuestras investigaciones, hemos encontrado (J. R. Menéndez-Alvarez) algunos Conodontos que deben corresponder a la misma edad en la propia Formación Ricacabiello. En la parte media de la sección de la Peña del Toyo, Sur, las calizas interestratificadas han suministrado *Idiognathoides sulcatus parvus*, que indica un Westfaliense A alto (G2a sup.-G2b), es decir, probablemente también Vereyense. Este hallazgo, aparentemente sorprendente, podría indicar que en la formación puede estar incluida la presencia no sólo del Namuriense C (Yeadoñense), sino también de la base del Moscoviense (Vereyense).

De poderse generalizar estos datos, llegaríamos pues a la conclusión de que la sedimentación de la Formación Ricacabiello se extendió desde el Namuriense B inferior (es decir, el Kinderscoutiense) al Westfaliense A, es decir, durante todo el Bashkiriense. A favor de esta afirmación están algunos datos palinológicos obtenidos en los últimos años, con motivo de la preparación de las excursiones del X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero (1983). En la sección E del Puente de Retertorio, una muestra palinológica situada a 9 m de la base (o sea, en la mitad de la formación) proporcionó una asociación con *Dictyotrites bireticulatus*, *Reticulatisporites reticulatus*, *Cingulizonates loricatus*, *Radizzonates striatus*, *Vestispora costatus*, *Endosporites ornatus* y otras formas, que indican muy probablemente una edad Westfaliense A inferior a medio (determinación de S. Loboziak, de Lille, a quien agradecemos su amable colaboración). También en La Huera de Meré, en un punto situado a unos 100 m por encima del yacimiento de Martínez García, en margas arenosas que seguramente han de considerarse como pertenecientes a la parte baja de la Formación Beleño, se ha obtenido una asociación con *Reticulatisporites reticulatus*, *Cingulizonates loricatus*, *Vestispora pseudoreticulata*, *Endosporites globiformis*, etc., que indica el Westfaliense A superior (determinaciones, S. Loboziak). Estos datos parecen concordar bastante con las deducciones anteriormente expuestas. Queda pendiente la información que pueda suministrar la fauna de Cefalópodos, en estudio; las primeras impresiones parecen favorables a la idea de

que algunos niveles faunísticos corresponden también a una edad superior al Namuriense B.

#### CONSIDERACIONES SOBRE EL SIGNIFICADO DE LA FORMACIÓN RICACABIELLO

Como se ha podido ver en las secciones mencionadas, la Formación Ricacabiello presenta en toda su extensión características relativamente uniformes, con pocas excepciones, en cuanto a su composición litológica y a su potencia. En los 20-30 m de espesor de la serie (más excepcionalmente, hasta 50 m) está representada la mayor parte del Bashkiriense y quizá también la base del Moscoviense, mostrando de este modo su carácter claramente condensado. Este carácter contrasta evidentemente con el que presentan series de la misma edad en otras áreas de la Zona Cantábrica. En una transversal Este-Oeste (Fig. 2), se ponen de manifiesto las equivalencias laterales de la Formación Ricacabiello en los diversos dominios.

Al oeste del Manto del Ponga, en la Cuenca Carbonífera central de Asturias, el llamado Paquete Fresnedo (García Loygorri *et al.* 1971), constituido por una serie de lutitas de más de 400 m de espesor, viene a representar el equivalente aproximado en el tiempo de la Formación Ricacabiello. El Paquete Fresnedo, en efecto, descansa como ésta sobre la Formación Barcaliente, y está coronado por la Caliza de Peña Redonda (que es la prolongación occidental de la Formación Escalada), en cuya parte media se halla el límite superior del Bashkiriense. Más al Oeste, en la Unidad de La Sobía-Bodón y zonas colindantes, sobre la Formación Barcaliente se

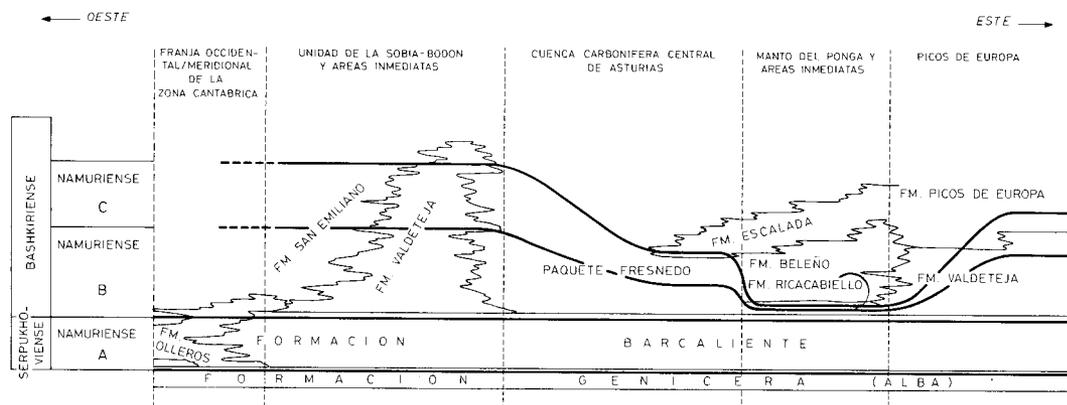


Fig. 2.—Equivalencia en el tiempo de las diversas formaciones del Carbonífero Cantábrico durante el Namuriense, siguiendo la transversal trazada en el mapa de situación de la Fig. 1. Las líneas gruesas indican isócronas. Gráfico sin escala.

halla la serie carbonatada bioclástica, conocida como Formación Valdeteja y, encima de ella, la Formación San Emiliano, constituida por materiales terrígenos y carbonatados, que localmente puede manifestar carácter turbidítico. El contacto entre ambas formaciones es fuertemente diacrónico. De los 2.000 m del conjunto de ambas en su área-tipo, algo más de la mitad corresponden al Bashkiriense, como el Paquete Fresnedo y la Formación Ricacabiello.

Al Este del Manto del Ponga, en el dominio de Picos de Europa, el Bashkiriense está representado por materiales carbonatados que, desde Maas (1974), se han asimilado a la Formación Valdeteja, y en algunos puntos, además de ésta a la parte baja de la Formación Picos de Europa, que viene a continuación (Marquínez *et al.* 1982). El espesor del conjunto está comprendido entre 200 y 300 m.

Estas equivalencias no eran contempladas del mismo modo hace algunos años, por insuficiencia de datos cronostratigráficos. Algunos autores habían querido ver la existencia de un importante hiato en la sedimentación, entre los materiales de la Formación Barcaliente y de la Formación Ricacabiello. Abonaba esta suposición la existencia local de costras limoníticas en esta última, junto con otros datos. Van Ginkel (1965), cuyo intento de correlación estratigráfica entre series del Carbonífero es anterior al establecimiento por Sjerp de la Formación Ricacabiello, suponía que este hiato habría afectado prácticamente a todo el Bashkiriense (para él, a su subzona A de *Profusulinella*), es decir, al mismo lapso temporal durante el cual se depositaron la mayor parte de los 1.500 m de la Formación San Emiliano en su área tipo. Sjerp (1967), aun aceptando la probable existencia de este hiato, reducía su importancia al opinar que la equivalencia en el tiempo de la Formación San Emiliano no es el vacío sedimentario que supone el mismo, sino la pequeña sucesión condensada de la Formación Ricacabiello, que él acababa de establecer.

La existencia de este hiato apenas si ha sido tenida en cuenta posteriormente por otros autores. El hallazgo de fauna significativa en la Formación Ricacabiello y la datación precisa de los materiales subyacentes, permiten valorar los hechos de una manera más segura. De existir un hiato, se trataría posiblemente de un pasajero episodio de no sedimentación dentro del propio Namuriense B. Por lo menos así parecen evi-

denciarlo las dataciones conseguidas en algunas secciones, tales como las de Beleño, Debodes, Peruyes, etc. En la de Beleño, por ejemplo, tal como hemos indicado, a 120 m por debajo del supuesto hiato, han aparecido Conodontos del Namuriense B inferior (Kinderscoutiense), mientras a 7 m por encima de él, la fauna de tipo Meré indica prácticamente la misma edad. En estas condiciones, el hiato en cuestión, si es que verdaderamente existe, es muy breve y, desde luego, de difícil detección desde el punto de vista paleontológico.

Las correlaciones de la Formación Ricacabiello indicadas más arriba, muestran que la misma, junto con los materiales pertenecientes al Paquete Fresnedo, queda limitada por el Este y el Oeste por formaciones carbonatadas (junto con la Formación San Emiliano), y quizá también por el Norte, aunque faltan datos para asegurarlo totalmente. Estos cambios laterales nos plantean el problema del significado que posee la Formación Ricacabiello.

Una primera cuestión que se presenta se refiere a la propia situación areal de la formación en el ámbito de la cuenca sedimentaria. Otra es la naturaleza de la misma, a la luz de su composición litológica particular y a las peculiaridades de su contenido faunístico. Ambas cuestiones están evidentemente entrelazadas y en el fondo requieren un mismo tipo de respuesta. Faltan sin embargo bastantes datos para poderla formular de manera más o menos definitiva, pero creemos que ya es posible destacar algunos hechos y postular una hipótesis de trabajo que estimule ulteriores investigaciones.

Está fuera de duda la existencia a lo largo del Carbonífero (por lo menos a partir del Namuriense A), de una amplia región emergida al Oeste y Sur de la Zona Cantábrica, que habría constituido el área fuente de los materiales depositados en la plataforma costera, que ocuparía la mayor parte de este dominio. Durante el Bashkiriense el área emergida incluiría además una buena parte de la región más occidental y meridional de la Zona Cantábrica. La Formación Valdeteja, tanto en los afloramientos que actualmente ocupa en la Unidad de La Sobia-Bodón, como en los de la Región de Picos de Europa y áreas colindantes, representa un típico depósito de plataforma, originado en un medio bien aireado y sometido al embate del oleaje. Ello supone un contraste con las características litológicas de los materiales de la

Formación Ricacabiello, instalados en un área intermedia, en un ambiente tranquilo de aguas muy poco agitadas. Este hecho atestigua la existencia de cambios en el tipo de depósito, acaecidos tras el intervalo de sedimentación de la Formación Barcaliente. Estos cambios se habrían manifestado en la diversificación de medios en la superficie de la plataforma, iniciada a partir de la diferente distribución de los sedimentos en la misma. Si originariamente esta distribución debía obedecer al simple control de las corrientes, más tarde los depósitos calcáreos, al adquirir un espesor considerable, pudieron llegar a convertirse en barreras topográficas que contribuían a acentuar el grado de aislamiento de la zona intermedia.

La imagen de un *lagoon* costero, rodeado de barreras bioclásticas, podría parecer el modelo conveniente para interpretar la naturaleza de esta serie. Sánchez de la Torre y sus colaboradores (Sánchez de la Torre y González Lastra 1978; Sánchez de la Torre *et al.* 1982, 1983) han invocado la existencia de un *lagoon* en la zona central de Asturias durante el Namuriense, aunque no lo refieren en realidad a la Formación Ricacabiello. Estos autores, que han elaborado una secuencia de mapas paleogeográficos de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero, suponen que dicho *lagoon* se habría instalado en un ambiente submareal, pasando gradualmente a los materiales de la Formación Ricacabiello, protegidos por la barrera bioclástica externa, que habría desarrollado algunas facies evaporíticas.

La consideración de *lagoon* para la Formación Ricacabiello, tal como parece en principio plausible, no puede ser admitida, sin embargo, con una argumentación basada tan sólo en el hecho de su situación sobre la plataforma costera, entre barras de depósitos carbonatados. Hay que tener en cuenta otros hechos. Las particularidades que manifiestan los elementos paleontológicos contenidos en sus tramos, imponen algunas reservas importantes a la total aceptación de esta hipótesis. Por una parte, algunos de los Trilobites presentes, según Gandl (1980), corresponden por sus caracteres morfológicos a formas propias de un medio de cierta profundidad (del orden de los 100 a 200 m), que debe ser el propio de la plataforma externa. Por otro lado, la presencia relativamente frecuente de Cefalópodos parece poco compatible con el carácter de un *lagoon*, ya que exigiría un medio

con comunicaciones fáciles con el mar abierto que favoreciesen la penetración de sus aguas.

A pesar de las limitaciones impuestas por el estado aun incompleto de las investigaciones, que no han abordado aspectos que tal vez den resultados de interés para la solución del problema, podemos admitir que el ambiente sedimentario de la formación corresponde al de un área situada en la plataforma externa, en un medio parcialmente restringido aunque en comunicación constante con la zona oceánica. Estas condiciones serían seguramente compatibles con las exigencias que impone la presencia de unos determinados organismos. En este medio, que no obedece al clásico modelo de *lagoon*, se habría desarrollado, en efecto, una fauna peculiar. El fondo fangoso permitiría la existencia de comunidades bentónicas en las que los Braquiópodos (muchos de ellos de pequeño tamaño e incluso algunos con un régimen de vida pseudoplanctónico), los Ostrácodos y los Trilobites, constituyen los elementos fundamentales de su registro fósil. Los Cefalópodos y otros organismos de vida pelágica harían su entrada en el medio gracias a las corrientes marinas del exterior.

## CONCLUSIONES

Como resultado de todo ello, llegamos a las siguientes conclusiones:

1. La Formación Ricacabiello es una serie condensada (20-30 m de espesor, a veces algo más) de materiales lutíticos que localmente presentan intercalaciones calcáreas o dolomíticas. Esta sucesión descansa siempre sobre la Formación Barcaliente y sustituye lateralmente a la Formación Valdeteja y a parte de la Formación San Emiliano.
2. El contenido paleontológico de esta formación, a la vista de los resultados obtenidos hasta ahora de las localidades exploradas, indica ordinariamente una edad Namuriense B, incluyendo el Kinderscoutiense. La formación alcanza además el Namuriense C y hasta el Westfaliense A, por lo menos en algunas secciones concretas. El intervalo de tiempo de depósito de la formación debió cubrir, por lo tanto, todo el Bashkiriense.
3. Si existe realmente un hiato sedimentario entre la Formación Barcaliente y la Formación Ricacabiello, como supusieron Van Ginkel (1965) y Sjerp (1967), correspondería a un breve

episodio de no deposición en el Namuriense B; seguramente sería intra-Kinderscoutiense.

4. De acuerdo con la posición geográfica del área de depósito, la relación con las formaciones vecinas y su contenido paleontológico, pa-

rece que esta serie debió depositarse en la parte externa de la plataforma continental, en aguas quietas de un medio parcialmente restringido, pero en comunicación directa con el mar abierto.

#### AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro mayor agradecimiento al Dr. Jesús Carballeira, de la Universidad de Salamanca,

por sus sugerencias críticas durante la preparación de este trabajo.

#### BIBLIOGRAFIA

- Barrois, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, 2 (1), 1-630. Lille.
- Gandl, J. (1980).—Trilobiten mit «Kulm-Charakter» aus dem Namur B. *Senck. Lethaea*, 60 (4/6), 291-351. Frankfurt a. M.
- García Loygorri, A., Ortuño, G., Caride de Liñán, C., Gervilla, M., Greber, Ch. y Feys, R. (1971).—El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 3, 101-150. Oviedo.
- Ginkel, A. van (1965).—Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Laidge Geol. Meded.*, 34, 1-225. Leiden.
- 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*, 71, 3-346. Madrid.
- (1970).—Memoria explicativa de la Hoja núm. 79 («Puebla de Lillo»). Mapa Geol. Nacional a esc. 1 : 50.000 (1.ª ser.). *Inst. Geol. Min. España*, 1-22. Madrid.
- , Truyols, J. y García-Alcalde, J. L. (1971).—Memoria explicativa de la Hoja núm. 10 («Mieres»). Mapa Geol. España a esc. 1 : 200.000 (Síntesis Cartografía existente). *Inst. Geol. Min. España*, 1-54. Madrid.
- Kullmann, J. (1962).—Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien. *Abh. math.-naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz*, 1962 (6), 258-377. Wiesbaden.
- , (1979).—Die «*Reticuloceras*-Zeit» (Oberkarbon) in der Entwicklung des Kantabrischen Variszikums. *Clausthaler Geol. Abh.*, 30, 34-44. Clausthal.
- Maas, K. (1974).—The Geology of Liébana, Cantabrian Mountains, Spain; deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 379-465. Leiden.
- Marquín, J. L., Méndez, C. A., Menéndez-Alvarez, J. R., Sánchez de Posada, L. C. y Villa, E. (1982).—Datos biostratigráficos de la sucesión carbonífera (Turmesense-Kasimovense) de Las Llaceras, Picos de Europa, Norte de España. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 12, 187-193. Oviedo.
- Martínez-Chacón, M. L. y Winkler Prins, C. F. (1977).—A Namurian brachiopod fauna from Meré (Province of Oviedo, Spain). *Scripta Geol.*, 39, 1-67. Leiden.
- Martínez García, E. (1971).—The age of the Caliza de Montaña in the Eastern Cantabrian Mountains. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 3, 267-276. Oviedo.
- Moore, L. R., Neves, R., Wagner, R. H. y Wagner-Gentis, C. H. T. (1971).—The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 3, 307-363. Oviedo.
- Sánchez de la Torre, L. y González Lastra, J. (1978).—Esquema de distribución de ambientes y facies sedimentarias en el Carbonífero inferior de la Cordillera Cantábrica. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 10, 401-406. Oviedo.
- , Agueda Villar, J. A. y González Lastra, J. (1982).—Evolución sedimentaria y paleogeográfica de la región asturiana durante el Carbonífero. In: *Curso de Conf. sobre Progr. Intern. Correl. Geol.*, 2 (1981). R. Acad. Cienc. Ex. Fis. Nat., 77-90. Madrid.
- , —, Colmenero Navarro, J. R., García-Ramos, J. C. y González Lastra, J. (1983).—Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. In: C. Martínez Díaz (Ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. X Congr. Intern. Estrat. Geol. Carbonífero, 138-150. Madrid.
- Sánchez de Posada, L. C. (1976).—Quelques remarques au sujet de la répartition des faunes d'Ostracodes carbonifères dans la Chaîne Cantabrique. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 96, 407-412. Lille.
- Sjerp, N. (1967).—The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 39, 55-128. Leiden.
- Truyols, J. (1983).—El Carbonífero inferior y medio de la Región del Ponga. In: C. Martínez Díaz (Ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. X Congr. Intern. Estrat. Geol. Carbonífero, 82-94. Madrid.
- y Sánchez de Posada, L. C. (1982).—Correlaciones bioestratigráficas en el Carbonífero pre-estafaniense de la Cordillera Cantábrica (España). In: *Curso de Conf. sobre Progr. Intern. Correl. Geol.*, 2 (1981). R. Acad. Cienc. Ex. Fis. Nat., 31-60. Madrid.
- Wagner, R. H., Winkler Prins, C. F. y Riding, R. H. (1971).—Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 4, 603-663. Oviedo.

