



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

**ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA
DEL CARBONIFERO MEDIO-SUPERIOR
DEL MANTO DEL PONGA, EN LA HOJA
Nº80 (BURON) DEL MAPA GEOLOGICO
NACIONAL (1:50.000).**

AUTOR: Juan R. Bahamonde Rionda

JUNIO, 1989.

I N D I C E

INTRODUCCION	1
ANTECEDENTES Y EDAD	2
CARACTERES ESTRATIGRAFICOS	8
DESCRIPCION DE LAS SERIES	11
Serie del Valle de Beleño (I)	11
Serie de Oseja de Sajambre (II)	18
Serie del Pico Ricacabiello (III)	20
DESCRIPCION E INTERPRETACION DE FACIES	22
FORMACION RICACABIELLO	22
1. Alternancias de lutitas y calizas	22
2. Lutitas con nódulos ferruginosos y de Mn	23
FORMACION BELEÑO	26
1. Areniscas canaliformes: 1A y 1B	26
2. Areniscas en capas tabulares: 2A y 2B	28
3. Alter. de areniscas y lutitas: 3A,3B, 3D	30
4. Lutitas: 4A,4B y 4C	34
5. Calizas: 5A,5B,5C1 y 5C2	36
6. Pebbly mudstone y bloques olistostróm carb.	39
FORMACION CALIZA DE LA ESCALADA	42
1. Acumulaciones bioclásticas y de fango	42
2. Calizas brechoides	43
3. Alter. calizas bien estrat. y fangos	44
4. Facies detríticas y carbones	45
FORMACION FITO	47
1. Calizas y margas bioturbadas	47
2. Calizas masivas:2A y 2B	49
3. Brechas calcáreas	51
4. Calizas estratificadas y microlaminadas	52
5. Lutitas con fósiles	53
6. Areniscas	54
SERIE DISCORDANTE SUPERIOR	54
1. Conglomerados	54
2. Alternancias de areniscas y lutitas	56
3. Calizas	57
4. Lutitas	58
PALEOCORRIENTES	60
EVOLUCION DE LAS FORMACIONES	64
FORMACION RICACABIELLO	64
FORMACION BELEÑO	66
FORMACION CALIZA DE LA ESCALADA	70
FORMACION FITO	72
SERIE DISCORDANTE SUPERIOR	74
BIBLIOGRAFIA	75

I N T R O D U C C I O N

En este trabajo se han estudiado 3 series estratigráficas carboníferas situadas por encima de la Formación Barcaliente en tres de las distintas unidades del Manto del Ponga (Julivert 1967 a,b): Manto de Beleño, Manto de Sajambre y Manto Frontal (Villa y Heredia en prensa). A pesar de las variaciones estratigráficas que presentan, puede definirse una secuencia general. A la Formación Barcaliente se le superpone la Formación Ricacabiello, siendo en estas unidades orientales donde alcanza un mayor desarrollo; a techo se situa la Formación Beleño, que llega a superar los 850 m. de espesor en el Valle de San Juan de Beleño, en esta misma localidad afloran las formaciones superiores, Caliza de la Escalada y Fito, esta última esta superpuesta discordantemente por un conjunto de materiales de probable edad Kasimoviense.

A partir del estudio detallado de las series estudiadas, se realiza una descripción e interpretación de las distintas facies presentes, y se propone una evolución general para todas las formaciones dentro del área estudiada. Dado el carácter parcial del informe, el elaborar un modelo de sedimentación global supera sus objetivos.

ANTECEDENTES Y EDAD

En los últimos años ha tenido lugar un incremento notable de los estudios relacionados con el Manto del Ponga, aquí solo haremos una reseña bibliográfica de los más importantes.

La estratigrafía del Carbonífero suprayacente a la Formación Barcaliente fue establecida por Julivert (1960) en el Valle de Beleño, no obstante, fueron otros autores quienes posteriormente definieron y dieron nombre a las distintas formaciones:

- La Formación Ricacabiello fue definida por Sjerp en 1967, en las proximidades del Pico Ricacabiello, en el Macizo del Mampodre.

- Las Formaciones Beleño, Caliza de la Escalada y Fito las definió Van Ginkel en 1965, en el Valle de San Juan de Beleño, asignándoles ya edades moscovienses, en base a su contenido paleontológico.

Actualmente sabemos que esta sucesión no aparece completa en todas las Unidades del Manto del Ponga. La ausencia de niveles superiores a la Formación Beleño en el Manto Frontal puede ser debida a que la serie esté truncada por el Manto de Caso, o lo que parece más probable, que el techo de esta Formación represente el final de la secuencia sedimentaria, citado ya por Villa y Heredia (en prensa); los

sintomas de inestabilidad en esa parte superior puestos también de manifiesto en Bahamonde et al. (1987) así parece confirmarlo. Por otra parte, la Formación Fito no aparece en unidades más orientales al Manto de Beleño, Unidad en donde sí aparece una sucesión sinorogénica al Manto del Ponga, en su techo.

Sjerp (1967) define como nueva formación la parte basal de la Formación Beleño, equivalente a la "serie roja inferior" descrita anteriormente por Julivert (1960), poniendo ya de manifiesto su carácter condensado. Posteriormente varios autores han hecho mayores precisiones en cuanto a la edad de estos materiales, destacando Martínez-Chacón y Winkler-Prins (1977), Villa (1981, 1985), Eichmüller y Seibert (1984), Méndez y Menéndez-Alvarez (1985); Mantinez-Chacón et al. (1985) que realizan un exhaustivo estudio en base a su contenido paleontológico; Manjón y Fernandez R.-Arango (1985); Eichmüller (1986) que propone un modelo sedimentario en relación con la Formación Valdeteja; y por último Bahamonde et al. (1987) que la describen en la unidad del Manto Frontal y la relacionan con el Paquete Fresnedo dentro de la Cuenca Carbonífera Central, poniendo también de manifiesto la existencia de unos "niveles de transición" entre ambos conjuntos, en las unidades más occidentales del Manto del Ponga.

Van Ginkel (1965) define la Formación Beleño indicando de forma muy general sus rasgos litoestratigráficos. Con anterioridad Julivert (op.cit.) había llamado "conjunto

pizarroso" a estos materiales, separando una "serie arenosa inferior", una más potente intermedia fundamentalmente pizarrosa y otra superior con intercalaciones carbonatadas. Martínez Alvarez (1962) denominó a estos materiales "improductivo pizarroso" incluyendo también dentro de este término la formación carbonatada superior. Sjerp (op.cit.) en una serie también estudiada en este trabajo, situada en la zona más meridional del Manto del Ponga, al Sur del Pico Ricacabiello, realiza precisiones litológicas y estratigráficas, haciendo especial mención a un tramo carbonatado situado en su parte medio-basal que denominó "Lázaro limestone linses". Más recientemente Fernández R.-Arango y Naval (1984), y Manjón y Fernández R.-Arango (1985) realizaron un estudio sedimentológico de toda la sucesión del Carbonífero medio y superior en la zona de Beleño y Sellaño. Por último en Bahamonde (1985) y Bahamonde et al. (1987) se realiza una descripción e interpretación de las facies presentes en esta formación en diversos sectores y se propone una evolución general de la misma, en la que se pone de manifiesto el proceso de somerización o colmatación que representa.

La Formación Caliza de la Escalada fue definida en 1965 por van Ginkel y toma su nombre de "las Foces de la Escalada", garganta que abre el río Taranes en la Loma de la Escalada, situada al Oeste de los pueblos Tanda y Taranes. Este mismo autor realiza ya, precisiones acerca de su edad. Con anterioridad Julivert (op. cit.) la denominó

"Caliza Masiva Superior". Debido a su contenido fosilífero son muchos los autores que han realizado precisiones cronoestratigráficas a cerca de ella: Martinez-Alvarez (1962), Bless y Winkler Prins (1973) quienes ya ponen de manifiesto su carácter diacrónico, Truyols (1973), Truyols y Sanchez de Posada (1981), y por último Villa (1981, 1985, 1988), trabajos en los que se recogen datos acerca de las variaciones laterales de la formación. Recientemente son pocos los trabajos que se ocupan de su estratigrafía y sedimentología, caben destacar: Trell et al. (1984), Manjón Rubio y R.-Arango (1985) y Leyva et al. (1986) que le asignan un origen en ambientes sedimentarios inter y submareales someros. Por último en Bahamonde et al. (1987) se realiza una descripción e interpretación de las subfacies presentes en varios cortes dentro del Manto de Caso, y proponen una evolución sedimentaria general en relación con las formaciones infrayacentes.

La Formación Fito, definida por van Ginkel en 1965, toma su nombre de "la Collada de los Fitos" al Sur de los pueblos de Tanda y Taranes (Manto de Beleño), al Oeste del Pico Tiatordos. Es equivalente a lo que Julivert (op. cit.) denominó "serie superior con intercalaciones calizas". Ha sido estudiada fundamentalmente en las unidades más occidentales del Manto del Ponga (Manto de Rioseco y Manto de Caso) por contener capas de carbón; caben citar los trabajos realizados por Martin Llanea (1979), Sánchez de la Torre et al. (1981), Trell et al. (1984) y Leyva et al.

(1986). Por el contrario en el Manto de Beleño, los trabajos son escasos y están más centrados en aspectos cronoestratigráficos que estratigráficos y sedimentológicos; caben destacar Villa (1981, 1985, 1988), Fernandez R.-Arango y Naval (op. cit.), Villa y Heredia (en prensa).

En la serie de Beleño, por encima de esta última formación aparece de forma discordante, una sucesión conglomerática en su base, detrítica en su parte media y carbonatada en el techo.

En cuanto a la edad de las distintas formaciones nos hemos basado en datos de Martinez-Chacón (1985) para la Formación Ricacabiello y en Villa y Heredia (en prensa) para el resto. La primera abarca una edad desde el Namuriense B, incluyendo el Kinderscourtiense, hasta el Westphaliense A, ocupando por tanto todo el Bashkiriense.

A la Formación Beleño se le asigna una edad Vereisky-Kashirsky en el Manto de Beleño y ligeramente más moderna en el Manto de Tarna-Sajambre. Sjerp (op. cit.) data la "Lázaro limestone linses" (en el Macizo del Manpodre) como Vereyense (Serie III del Pico Ricacabiello). En la serie de Beleño se ha recogido fauna de Braquiopodos a 550 m. de la base, identificandose (Martinez-Chacón, com.pers.): *Orthotetidina* indent., *Reticulatia ivanoni* (LAPINA), *Cancrinella* cf. *craigmarlaenses* (MUIR-WOOD), *Linoproductinae* indet., *Pugnax* cf. *pugnus* (MARTIN) y *Choristites* cf. *teshevi*, de probable edad Kashiriense.

Por otra parte, en Bahamonde et al. (1987) y haciendo comparaciones con localidades más occidentales, se pone de manifiesto el carácter diacrónico de la base de la formación, idea ya apuntada por Villa y Heredia (en prensa). Por otra parte y por motivos que analizaremos más adelante, consideramos a la intercalación carbonatada descrita por Sierp "Lázaro limestone linses" como un olistolito, y por lo tanto, su edad Vereyense, sería ligeramente más antigua que la que correspondería al nivel de la Formación Beleño en que aparece.

La Formación Caliza de la Escalada posee una edad que va desde el Vereisky, en las unidades más occidentales (Manto de Rioseco) a Podolsky Superior-Myachky Inferior en el Manto de Sebarga. En la Serie II de Oseja de Sajambre las calizas superiores asimilables a esta formación, dentro de una unidad más frontal que la de Sebarga, tiene una edad Podolsky-Myachky, según Villa (com. pers.).

La Formación Fito tiene una edad Podolsky-Myachky en los Mantos de Caso y de Beleño.

La "serie discordante superior" aflorante en la Serie I de Beleño tiene una edad probablemente Kasimoviense.

CARACTERES ESTRATIGRAFICOS

Consideramos la **Formación Ricacabiello** a aquellos materiales suprayacentes a la Formación Barcaliente, fundamentalmente lutíticos que presentan indicios de una sedimentación condensada, utilizando pues el criterio de Sjerp (1967) y no otros más amplios utilizados por Eichmüller (1986). La presencia de los primeros aportes detríticos gruesos marcarían su final y el comienzo de la formación superior. En este trabajo ha sido estudiada en tres localidades, su espesor varía desde 22 m. en el Valle de San Juan de Beleño, a 26 m. en Oseja de Sajambre y 30 m. en su localidad tipo. Litológicamente esta constituida por lutitas grisáceas, rojizas con tramos verdosos, nódulos de siderita y Mn e intercalaciones carbonatadas con fósiles y bioclastos en la base. En el techo de la formación infrayacente aparecen con frecuencia "hard grounds" no muy desarrollados.

La **Formación Beleño** tiene un espesor que oscila entre 850 m. en la serie de Beleño, a 215 m. en Oseja de Sajambre y superior a los 300 m. al Sur del Pico Ricacabiello. La primera es la más característica, en ella pueden diferenciarse 3 partes: uno basal con gruesas capas areniscosas, otro intermedio muy potente, eminentemente lutítico con alguna intercalación carbonatada poco

importante, y otro superior con finas intercalaciones areniscosas y calcáreas. En la serie del Pico Ricacabiello, al ser parcial, no aparece representada su parte superior.

La Formación **Caliza de la Escalada**, estudiada fundamentalmente en la serie de Beleño, tiene un espesor próximo a los 200 m. y esta constituida por gruesos bancos calcáreos, masivos con rápidos acuñamientos laterales, entre los que se desarrollan niveles detríticos con horizontes carbonosos en su parte superior, siendo el más importante y representativo el que se encuentra a techo de la primera banda carbonatada, con una capa de carbón de 0.9 m. de potencia y que clásicamente se consideró como el techo de la Formación Beleño. En la Serie III (Oseja de Sajambre) por encima de la Formación Beleño, se sitúa un tramo carbonatado masivo de 55 m. de potencia y asimilable a la Formación Caliza de la Escalada

La Formación **Fito** tiene un espesor de 330 m. en el Valle de Beleño, y esta constituida por lutitas con intercalaciones limo-arenosas muy finas y niveles calcáreos potentes, masivos o bien estratificados.

La "**serie discordante superior**" alcanza un espesor mínimo de 45 m., caracterizada por un tramo basal conglomerático de 12 m. de espesor.



DESCRIPCION DE LAS SERIES

SERIE DEL VALLE DE BELEÑO (I)

Se encuentra situada en el Valle de San Juan de Beleño, desde Puente Retertorio a Sobrefoz, por Abiegos; realizándose partes de la misma por la carretera de Beleño a Sobrefoz y continuándose por la pista que sube al Puerto de Ventaniella. Clásicamente constituyó la "serie tipo" del Carbonífero medio y superior del Manto del Ponga.

La Formación Ricacabiello tiene un espesor de 22 m. y litológicamente esta compuesta por lutitas oscuras gris azuladas y verde-azuladas con nódulos de siderita y manganeso, que llegan a constituir nineles discontinuos centimétricos, apareciendo ocasionalmente, conchas de Braquiópodos. Hacia la parte basal y superior, se intercalan niveles decimétricos de margas limosas y calizas con texturas mudstone y fauna marina. La bioturbación es moderada y se concentra en horizontes margosos en los que puede llegar a ser intensa, reconociéndose pistas subhorizontales y formas más complejas pertenecientes al icnogénero *zoophycos*.

La Formación Beleño tiene un espesor total de 840

m., los cuales se han dividido, de muro a techo, en los siguientes grandes tramos:

Esta formado por los 93 m. basales, constituidos por areniscas litareníticas de grano fino, organizadas en capas gruesas - incluso superiores a 1 m.- de base neta y erosiva, que aparecen de forma aislada o formando niveles potentes con intercalaciones lutíticas entre ellas, apreciándose en muchas ocasiones, formas canaliformes. El resto de las capas, de morfología tabular, son por lo general más delgadas - raramente superiores a 0.6 m.- e internamente masivas o con una laminación paralela difusa y ripples de corriente en el techo. En muchas ocasiones constituyen alternancias con lutitas y limolitas con laminación lenticular; en estos casos, los estratos areniscosos llegan a tener apenas unos centímetros. El resto del tramo lo completan intervalos más o menos potentes de lutitas grisáceas. Las areniscas representan del 35 al 40% del total. La bioturbación y los restos vegetales muy finos no son abundantes.

2. Después de una zona no visible de unos 60 m. sigue un tramo potente de 160 m., fundamentalmente lutítico con intervalos limolíticos con microlaminaciones paralelas y de ripples. Cabe citar también la presencia de niveles de margas y calizas en estratos inferiores a 0.6 m., tabulares o bien con acúñamientos laterales; corresponden fundamentalmente a calizas margosas y calizas micríticas mudstone bioclásticas, siendo más escasas las texturas wackestone y packstone. El contenido bioclástico se encuentra groseramente ordenado en una laminación subparalela, correspondiendo los más abundantes a Briozoos, Braquiópodos, Equinodermos, Foraminíferos, Ostrácodos, Algas, Calciesferas y más escasos de Trilobites, Gasterópodos, Lamelibranquios y espículas de esponja.

3. Tiene un espesor de 15 m. y forma una secuencia "thining and finning upward", constituida a su vez por otras secuencias de orden inferior, con espesores de 0.5 a 3 m. La base de estas secuencias es erosiva, correspondiente a una capa de arenisca de grano medio a fino con cantos sideríticos y arcillosos en su parte inferior, con un potencia que llega a ser superior a 1 m., internamente son masivas o con estratificación cruzada en surco de mediana escala; verticalmente pasan a alternancias de areniscas tabulares delgadas con laminación paralela y de ripples de corriente en el techo, progresivamente el contenido el lutitas aumenta hasta constituir el techo de la secuencia. La bioturbación es moderada y los restos vegetales finos están presentes.

4. Es un tramo potente, de unos 250 m., eminentemente lutítico. Hacia su parte inferior presenta intercalaciones de niveles de acumulaciones de fósiles y bioclastos canalizadas, con arena dispersa en la matriz. También se observan pequeños canalillos, unos areniscosos con estructuras de arrastre en su base (**sole marks**) y otros carbonatados con texturas packstone bioclásticas con espesores que oscilan entre 10 y 20 cm. En el resto del tramo hay esporádicas intercalaciones margosas de poco espesor y otras limolíticas más importantes, con microlaminaciones paralelas y de ripples. En general la bioturbación es escasa, concentrándose en determinados niveles. Están presentes también cantos de siderita dispersos o constituyendo niveles arrosariados más o menos continuos.

5. Tiene un espesor próximo a los 125 m., de naturaleza lutítico-limolítica, con delgadas intercalaciones areniscosos de grano fino y muy fino en capas centimétricas tabulares con abundantes laminaciones onduladas de ripples de ola y de corriente. Cabe destacar la presencia, en el tercio inferior, de areniscas canaliformes con estratificación cruzada en surco de mediana escala y láminas asintóticas a la base, con un espesor superior a los 4 m.

6. Corresponde a una secuencia "thickening coarsening upward" de unos 80 m. de potencia, en donde los 25 m. basales están formados por lutitas grises homogéneas, en los 25 m. siguientes se empiezan a intercalar finas microlaminaciones arenoso-limoso de ripples de corriente con retoque de oleaje, constituyendo niveles de estratificación lenticular; los 25 m. superiores son alternancias de areniscas litareníticas de grano fino y muy fino que representan la base de minisecuencias centimétricas de energía decreciente, con un intervalo basal masivo a ligeramente gradado y otro superior con laminaciones de ripples de ola, que pasa gradualmente a limolitas y lutitas.

En estos 25 m. superiores la ciclicidad de las minisecuencias es muy acentuada, representando las areniscas de un 40 a un 45% del total. Cabe también citar la presencia de una capa de arenisca de 25 cm. con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, en la que las láminas están marcadas por porosidad móldica de Braquiópodos y Crinoideos.

El techo del tramo está constituido por margas fosilíferas que culmina en un horizonte de bioconstrucción de algas, con un espesor total de 2.25 m.

7. Este último tramo tiene un espesor de 70 m. de naturaleza eminentemente lutítica, con intercalaciones arenoso-limosas y margas con fauna

marina dispersa en su parte inferior.

La Formación Caliza de la Escalada comienza con la aparición del primer banco carbonatado potente, tiene una espesor total de 195 m., y pueden separarse varios grandes tramos:

1. Corresponde a un banco carbonatado masivo de 15 m. de espesor, constituido por calizas bioclásticas con texturas wackestone, siendo los principales componentes los Braquiópodos, Foraminíferos, Algas y Briozoos.

2. Tiene un espesor de 23 m. y está formado por una alternancia de calizas bien estratificadas, en capas onduladas e inferiores a 0.4 m. con lutitas arcillosas gris-oscuro con fósiles dispersos. Las calizas presentan texturas wackestone y packstone bioclásticas, siendo la fauna más abundante de Algas Codiaceas, Briozoos, Braquiópodos, Equinodermos y más escasa de Algas Rojas, Foraminíferos, Calciesferas, Corales y Ostrácodos. Internamente tienen laminación ligeramente ondulada. Pellets, cuarzo tamaño limo y lumps representan entre un 2 y un 10%. Hacia la base existen estructuras de deslizamiento (*slumping*).

3. Es un tramo detrítico de 8 m. de espesor, que se repetirá a lo largo de la serie -pero con un menor desarrollo- entre dos cuerpos carbonatados. Litológicamente son limolitas con arena y fango disperso en las que se observan fragmentos vegetales y alguna laminación de ripples de corriente. Los restos vegetales más gruesos se localizan en la base de capas areniscas canaliformes. El tramo culmina con una capa de carbón con altos contenidos en azufre y una potencia que oscila entre 0.6 y 1.2 m., variaciones estas, debidas al despegue tectónico de la base del nivel carbonatado superior.

4. Tiene un espesor que sobrepasa ligeramente los 80 m., y corresponde a un solo banco carbonatado de calizas claras bioclásticas en donde predominan las texturas wackestone y son más escasas las mudstone y packstone. Cabe destacar la presencia de dos niveles de lutitas carbonosas de 5 y 15 cm. con un nivel de finos bioclásticos en su base y situados uno en la parte inferior y otro en la superior del tramo. El techo de esta banda calcarea - hasta 8 m. - esta totalmente brechificado por procesos pedogénicos, acentuándose este fenómeno hacia el techo, en donde se observa bioturbación por raíces en estudio microscópico de lámina delgada. El techo del tramo, esta formado por

1.7 m. de lutitas y limolitas con 0.15 m. de carbón en su parte superior, con azufre y fragmentos de fauna marina, perdiendo lateralmente espesor.

5. Este tramo final de algo más de 65 m. de potencia está constituido por 3 bancos carbonatados lenticulares de techo convexo e internamente masivos, de 15 a 30 m. de espesor, con una disposición de "compensación de espesores", de tal manera que la máxima potencia de uno corresponde con el acunamiento del inmediatamente superior. Texturalmente son calizas bioclásticas, micríticas, wackestone y en menor proporción mudstone y packstone. La parte superior de estos lentes carbonatados -4 ó 5 m.- se encuentra brechificada por procesos edáficos que suelen evolucionar a tramos limolítico-lutíticos de escasa potencia, en los que se observan delgadas capas carbonatadas bioclásticas canaliformes, restos vegetales macerados, y niveles centimétricos de lutitas carbonosas.

La Formación Fito comienza con la aparición del primer intervalo lutítico importante; tiene un espesor total de 330 m. pudiendo separarse los siguientes tramos:

1. Este tramo basal tiene un espesor de 7 m. y está constituido por lutitas arcillosas grisáceas con fósiles (Braquiópodos, Crinoideos y Corales), nódulos de siderita y abundantes pistas subhorizontales de bioturbación. El techo se hace gradualmente margoso.

2. Tiene un espesor de 27.5 m., litológicamente esta formado por margas y calizas micríticas con intercalaciones lutíticas en su mitad inferior y calizas bien estratificadas en capas onduladas con chert, en la parte superior. las margas y lutitas basales contienen fósiles y bioclastos dispersos (Braquiópodos, Crinoideos, Trilobites, Corales) y abundantes estructuras de bioturbación, entre las que se han reconocido los icnogéneros **chondrites**, **planolites** y **zoophycos** de morfología planar. Las calizas inferiores se disponen en capas masivas de 0.4 a 0.6 m. de límites ligeramente ondulados, intercalandose con lutitas grisáceas con fósiles; internamente se reconocen texturas mudstone y wackestone biopelmicríticas. En el techo de las capas se observan "pelotas" micríticas muy redondeadas, en la parte superior de los bancos carbonatados. La fauna aparece fundamentalmente silicificada. En la parte superior del tramo, las texturas pasan a ser predominantemente packstone bioclásticas con restos orgánicos de gran tamaño (Crinoideos y Braquiópodos) e

intraclastos micríticos subangulosos.

El techo del esta constituido por lutitas gris-verdosas con fósiles y bioturbación que alternan con horizontes de calizas wackestone-packstone, bien estratificadas en capas de 15 a 30 cm. y formas ondulantes, en las que internamente pueden reconocerse minisecuencias granodecrecientes, con un intervalo basal bioclástico gradado y otro superior, de mayor desarrollo, con laminación paralela en el cual las espículas de esponja silicea son un componente importante. Estas minisecuencias pueden estar truncadas observándose procesos de amalgamación.

3. Tiene un espesor de 90 m. y es de naturaleza lutítica, con muy escasas intercalaciones limo-arenosas laminadas.

4. Corresponde a una banda carbonatada masiva de 14 m. de potencia, con importantes variaciones laterales de espesor y límites netos. En la base es una caliza bioclástica packstone, con Trilobites, Lamelibranquios, Calciesferas, Foraminíferos, Braquiópodos, Ostrácodos, Briozoos y Algas, y muy escasos intraclastos. A los 2 m. de la base pasa a ser una caliza micrítica peletoidal con menos del 10% de bioclastos, alta bioturbación y porosidad fenestral.

5. Es un tramo fundamentalmente lutítico de 45 m. de espesor.

6. Corresponde a una banda carbonatada, persistente lateralmente, de 33 m. de potencia, constituida por calizas bien estratificadas en capas tabulares entre 0.1 y 0.6 m. Internamente tienen una organización similar a los niveles superiores del tramo 2.

7. Es un tramo de 65 m., esencialmente lutítico, con intercalaciones limolíticas de poca importancia microlaminadas -laminación paralela y lenticular de ripples- y capas arrosariadas de nódulos de siderita. En el techo aparecen areniscas litareníticas de grano medio y fino, bien estratificadas en estratos inferiores a 50 cm. tabulares e internamente masivas o con una laminación paralela difusa.

8. Esta constituido por 7.5 m. de brechas de bloques calcareos de hasta 1 m. de diámetro, englobados en una matriz lutítico-fangosa muy abundante con pequeños clastos y fósiles dispersos. Es un tramo sin ninguna ordenación interna, y solamente en el 0.5 m. final pasan a ser calizas brechoides estratificadas. La base del tramo es erosiva y muy penetrativa.

9. Está formado por una banda carbonatada, masiva de 18 m. de calizas biopelmicríticas mudstone y wackestone con Equinodermos, Braquiópodos, Briozoos y Ostrácodos. La micrita presenta en algunos horizontes cierto carácter peletoidal debido a la fuerte bioturbación y en otros, forma agregados muy

redondeados.

10. Este tramo superior es de naturaleza eminentemente lutítica y su espesor puede sobrepasar los 20 m. El carácter discordante de los materiales suprayacentes impide su observación en muchos puntos, ya que estos se apoyan directamente sobre el tramo 9 en la pista al Puerto de Ventaniella.

La "Serie Discordante Superior" tiene un espesor por encima de los 45 m. y corresponde a un pequeño manchón cartográfico aflorante en las proximidades de Sobrefoz y la pista de acceso al Puerto de Ventaniella. Pueden separarse los siguientes tramos:

1. El tramo basal es conglomerático, de 12 m., constituido por ortoconglomerados de cantos carbonatados, heterométricos, de subangulosos a bien redondeados, en una matriz areniscosa y cemento carbonatado. Poseen una estratificación grosera en capas o coladas, por lo general, superiores a 1 m., entre las cuales se depositan areniscas carbonatadas con laminación de ripples de corriente y que lateralmente se encuentran erosionadas por la colada superior.

2. Es un tramo lutítico de 2 a 2.5 m., en su techo se observa un horizonte de 20 cm. de lutitas carbonosas con escasa bioturbación por raíces y abundante pirita.

3. Corresponde a un nivel carbonatado de más de 10 m. de potencia, aunque lateralmente pierde espesor pasando a lutitas. En la mitad inferior las calizas son masivas, bioclásticas y con texturas wackestone. En los 4 m. superiores las calizas están bien estratificadas, en capas por lo general menores a 20 cm. y de límites ligeramente ondulados por ripples y acunamientos laterales frecuentes; internamente presentan texturas mudstone y wackestone peletoidales con menos del 10% de bioclastos.

4. Corresponde a una secuencia "thickening-coarsening upward" de 12 m. de potencia. Los 7 m. basales son lutíticos con intercalaciones limolíticas en la parte superior, siendo frecuentes los nódulos de siderita, finos restos vegetales y la bioturbación. Verticalmente pasan a alternancias entre areniscas con laminación paralela y de ripples de corriente con retoque de ola y lutitas. En la parte superior son areniscas de grano medio a fino, en capas inferiores a 30 cm. bien estratificadas con cantos

blandos, la base es planar y el techo ligeramente ondulado, pudiendo observarse restos vegetales macerados finos y bioturbación por raíces, escasa, en su parte superior.

5. El techo de la sucesión es lutítico, con un espesor mínimo de 10 m. en los que pueden aparecer pequeños lentes conglomeráticos canaliformes.

SERIE DE OSEJA DE SAJAMBRE (II)

Esta situada en la carretera comarcal 637, al Sur de Oseja de Sajambre y llega hasta las proximidades de Soto de Caso. Tiene su base en el Techo de la Formación Barcaliente, correspondiendo los 26 m. basales a la Formación Ricacabiello. En esta localidad la Formación Beleño tiene un espesor de 215 m., apareciendo a su techo un tramo carbonatado totalmente slumpinizado y asimilable a la Formación Escalada, con una potencia de 65 m.

La formación basal es fundamentalmente lutítica, de tonos gris oscuros, con nódulos de siderita y manganeso y episodios margoso-calcareos poco importantes. Los 2 m. basales están constituidos por calizas micríticas oscuras, en capas inferiores a 30 cm., con algún fósil disperso y perforación subverticales y subhorizontales con rellenos pasivos ferruginosos en el techo de las mismas y muestras de un encostramiento incipiente.

La Formación Beleño es eminentemente detrítica con predominio lutítico, en la que pueden separarse 3 tramos bien diferenciados:

1. El tramo basal tiene un espesor de 55 m. aproximadamente y en él destaca la gran abundancia de areniscas. Estas pueden presentarse bien en capas gruesas canaliformes de incluso más de 2 m. internamente masivas o con estratificación cruzada en surco de mediana y gran escala; o bien, en capas tabulares amalgamadas o alternando con lutitas y limolitas, presentando internamente un intervalo basal ligeramente gradado, otro intermedio con laminación paralela y otro superior, en el techo de la capa, con ripples de ola y corriente. El resto del tramo está formado por lutitas y limolitas con estratificación lenticular de ripples y capas areniscosas centimétricas.

2. Este tramo intermedio tiene un espesor ligeramente superior a 100 m. y está constituido fundamentalmente por lutitas grisáceas homogéneas, con algún nódulo siderítico. Cabe destacar la presencia de unas intercalaciones areniscosas y limosas similares a las descritas en el tramo anterior, en las que también se observan **slumpings**.

3. El tramo superior de la formación tiene un espesor de 25 m., litológicamente está compuesto por alternancias de lutitas grisáceas con niveles carbonatados. Estas se disponen en capas, por lo general, inferiores a 40 cm., con morfología tabular, con texturas packstone y wackestone; bioclásticas, calcilitíticas y brechoides. Son relativamente frecuentes los **slumping** y otras estructuras de deslizamiento, llegando incluso a fragmentar las capas quedando trozos aislados entre lutitas. Las lutitas son gris azuladas, oscuras, disponiéndose en láminas muy finas, con nódulos de siderita y fósiles en determinados niveles (Braquiópodos y Crinoideos).

Por encima de este tramo, y por medio de un límite inferior neto y fuertemente irregular, se sitúa un potente nivel carbonatado de más de 55 m. de espesor y que es asimilable a la Formación Caliza de la Escalada. Está constituido por un conjunto de calizas bioclásticas, masivas o en capas muy gruesas en la base y bien estratificadas con una importante chertificación en la parte superior. Todas ellas se encuentran deslizadas, con estructuras muy espectaculares, e intercalaciones de brechas carbonatadas.

La serie culmina con unos metros de lutitas grisáceas con fósiles (Braquiópodos) y algún nódulo disperso de chert.

SERIE DEL PICO RICACABIELLO (III)

Corresponde al estratotipo de la Formación Ricacabiello, donde alcanza un espesor ligeramente superior a los 30 m., de los cuales, los 5 m. basales están constituidos por una alternancia de lutitas y calizas mudstone y margas con fósiles (Braquiópodos y Crinoideos), microlaminaciones, abundante bioturbación y encostramientos. En las lutitas hay nódulos de siderita y manganeso y microfauna dispersa (Ostrácodos). El resto, está formado por lutitas rojizas con episodios de tonos verdosos.

La Formación Beleño está representada en la serie de manera parcial, solamente los 310 m. inferiores, en los cuales pueden separarse 3 tramos bien diferenciados:

1. El tramo basal tiene un espesor de 120 m. y está compuesto por alternancias de lutitas grises, homogéneas o con finas intercalaciones limo-arenosas con areniscas. Estas están bien estratificadas, en capas tabulares, por lo general inferiores a 0.6 m., de base neta planar y techo gradacional; internamente tienen un intervalo basal gradado ("finning upward") o masivo, en algunas ocasiones, que pasa o otro intermedio con laminación paralela, estando el techo de las capas laminado por ripples de corriente, evolucionan gradualmente a limos laminados y lutitas. Esta sucesión de intervalos (Ta-e de Bouma) se presenta muchas veces truncada o incompleta, observándose niveles de amalgamación de capas areniscosas. En la base de todas estas capas, son frecuentes estructuras de tracción y turbulencia del tipo "tool marks" (marcas de impacto y arrastre) y "flute marks". Estructuras de

deslizamiento se observan localmente.

2. El tramo intermedio tiene un espesor de 140 m. y es fundamentalmente lutítico, con escasos intervalos arenosos y limosos. Las lutitas son de tonos oscuros, homogéneas, con **slumpings** y escasa bioturbación. Hacia la parte inferior del tramo, cabe destacar la presencia de un nivel de "pebbly mudstone" dentro del cual se encuentra un gran bloque calcáreo de carácter olistostrómico, conocido en la bibliografía como "Lázaro limestone linses" (Sjerp, 1967).

3. El tramo superior vuelve a tener un contenido en areniscas importante. En su parte inferior son areniscas litareníticas de grano fino, con restos vegetales muy finos, en estratos de 5 a 90 cm., lateralmente continuos de base neta con estructuras de impacto y turbulencia y una organización interna del tipo Ta-e, Ta-c fundamentalmente. Hacia la parte superior, las capas se hacen ligeramente más delgadas con intervalos de decantación más gruesos, apareciendo intercalado algún estrato con estratificación cruzada planar de mediana escala y techo ondulado.

A partir de aquí la serie es poco visible, aunque puede observarse su naturaleza eminentemente detrítica fina.

DESCRIPCION E INTERPRETACION DE FACIES

FROMACION RICACABIELLO

Se pueden distinguir las siguientes facies:

1. Alternancias de lutitas y calizas
2. Lutitas con nódulos ferruginosos y de manganeso

1. Se sitúan en la parte inferior de la formación, siendo en la Serie IV donde mejor se hayan representadas. Esta constituida por lutitas en lajas muy finas de tonalidades que van desde ocre-amarillentas, pardo rojizas, grisáceas y verdosas; en ocasiones con fauna marina dispersa. Alternan en proporción 2:1 y 3:1 con calizas estratificadas en capas de 2 a 30 cm. de escasa continuidad lateral, de base neta y techo ligeramente gradacional, con fósiles o biocláustos muy poco fragmentados (Calciesferas, Ostrácodos, Braquiópodos, Equinodermos y Trilobites) y texturas mudstone y más raramente wackestone e internamente microlaminadas; formando tramos de 1 a varios metros de potencia. La bioturbación es abundante, con excavaciones subverticales con rellenos ferruginosos pasivos.

En contacto con esta facies, las capas superiores de la Formación Barcaliente presentan encostramientos, concreciones ferruginosas y excavaciones orgánicas (Series

II y III).

Esta facies representa la transición de una sedimentación carbonatada somera (Formación Barcaliente) a una sedimentación lutítico en una plataforma relativamente profunda. Este paso se produjo por la colapsación o hundimiento de la plataforma carbonatada inicial, probablemente por causas tectónicas.

Varios autores indican que las características de algunos de los grupos de fauna marina bentónica presentes, son propios de aguas relativamente profundas (Ostrácodos: Becker, 1984; Corales: Kullmann, 1979 y Trilobites: Gandl, 1980) y en comunicación directa con mar abierto (Gasterópodos, Martínez-Chacón et al., 1985).

La existencia de "hard ground" incipientes en el techo de las capas y de la Formación Barcaliente, se interpreta (Kennedy y Juignet, 1974) como un hiato en la sedimentación. En este caso, su escaso desarrollo, hace pensar en periodos cortos de no depósito, en relación con etapas de ralentización en la sedimentación carbonatada por ahogamiento de la plataforma.

Corresponderían a las "calizas oscuras alternando con lutitas" de Eichmüller (1986) interpretadas de forma similar.

2. Esta facies es la más característica y ocupa la mayor parte de la formación, situándose en su parte media y

superior de todas las series realizadas. Son lutitas en lajas finas con gran variedad de tonalidades: gris azuladas oscuras (Serie I), alternancia de pardo-rojizos y verdosos (Serie IV), pardo-rojizas y gris oscuras (Serie III). Poseen nódulos de chert, sideríticos y polimetálicos (Mn, Fe, etc.), presentandose de forma dispersa y ocasionalmente dispuestos en niveles discontinuos. En la parte media-basal de la formación se han encontrado (Serie I) horizontes margosos con fósiles dispersos (Calciesferas y Ostrácodos) y un alto grado de bioturbación, distinguiendose los icnogéneros **zoophycos y chondrites**. En la parte superior de la sucesión existen finas intercalaciones limolítico-arenosas que marcan el tránsito a la Formación Beleño.

Esta facies corresponde a depósitos en las zonas más externas y distales de la plataforma, en donde el escaso aporte de material terrígeno fino supone una velocidad de sedimentación muy baja. Son características de cuencas en donde la subsidencia no es compensada por una sedimentación activa. Estos estadios o condiciones por las que atraviesan determinadas cuencas sedimentarias, corresponden al término definido por Adams et al. (1951) como **starved basin** ("cuencas hambrientas" o "cuencas subalimentadas") y que posteriormente ha sido utilizado por otros autores (Tankard, 1986; Reding, 1986, etc.)

La presencia de niveles de nódulos sideríticos es

interpretada como pequeños hiatos o pausas de poca entidad en la sedimentación. Por otra parte, a los enriquecimientos polimetálicos (Mn) se les asignó clásicamente un origen a partir de soluciones profundas, ascendentes, con un área de influencia extensa y relacionadas con procesos de **upwelling**. El chert procedería de la disolución de conchas silíceas de algunos organismos. Eichmüller (1986) interpreta las acumulaciones lenticulares de chert como producto de la disolución de radiolarios.

La presencia de **zoophycos** en la serie es indicativa de ciertas condiciones ambientales y deposicionales. García-Ramos et al. basandose en datos propios y recopilaciones de otros autores, indica las condiciones de ambientales más favorables para el desarrollo de este icnogénero: 1. disposición subacuática permanente del sedimento; 2. escasez de carbono orgánico libre en el sedimento; 3. velocidad de sedimentación baja y muy baja; 4. substrato firme semiconsolidado; 5. desarrollo fundamentalmente durante etapas transgresivas. Por otra parte Eichmüller (op. cit.) relaciona la presencia de **chondrites** con periodos de escasa circulación o circulación restringida. Condiciones estas que estan en concordancia con lo expuesto anteriormente.

FORMACION BELEÑO

Dentro de las series realizadas se pueden separar las siguientes facies y subfacies:

1. Areniscas canaliformes: 1A y 1B
2. Areniscas en capas tabulares: 2A y 2B
3. Alternancias de lutitas y areniscas:
 - 3A. Desbordamientos de canales 1A
 - 3B. Desbordamientos de canales 1B
 - 3C. Lóbulos turbidíticos
 - 3D. Depósitos de tormenta
4. Lutitas:
 - 4A. Lutitas con intercalaciones limo-arenosas
 - 4B. Lutitas grises homogéneas
 - 4C. Lutitas ocre-grisáceas con fauna marina
5. Calizas:
 - 5A. Bafflestone de Algas
 - 5B. Acumulaciones bioclásticas
 - 5C. Calizas intraclásticas y brechoides
6. "Pebbly mudstone" y depósitos olistostrómicos

1. Areniscas canaliformes.

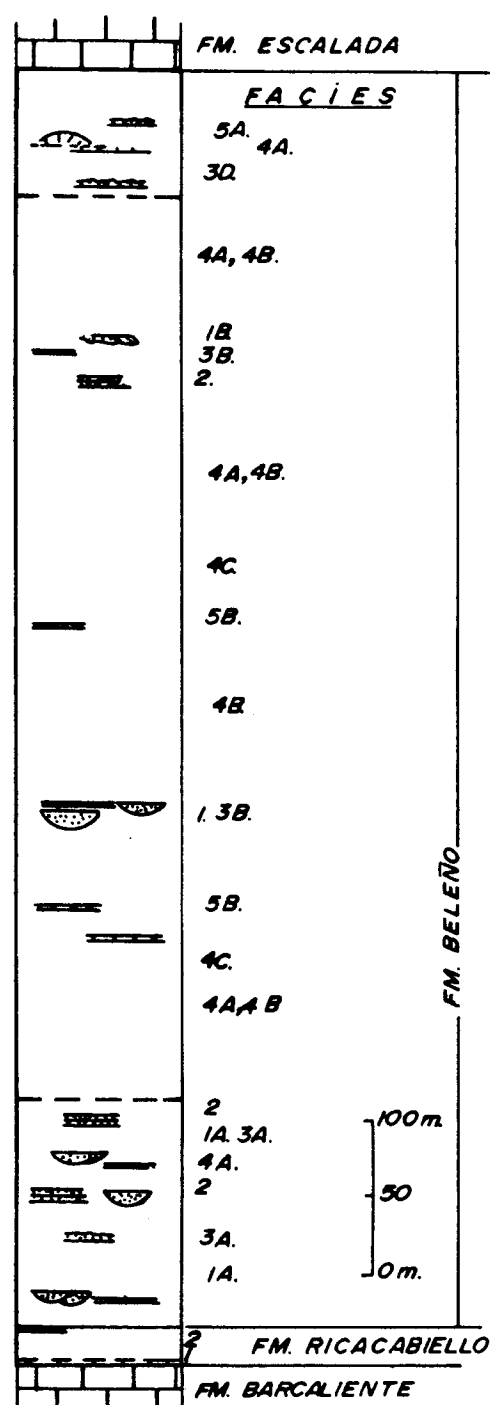
Están constituidas por areniscas litareníticas de grano fino a medio, en capas gruesas de 0.6 m. a 2 m. de potencia, de base erosiva, ocasionalmente con cantos blandos, de siderita y fragmentos vegetales gruesos. Su morfología es canaliforme con tendencia a acuñarse, internamente son masivas o con estratificación cruzada en surco de mediana y gran escala.

Dependiendo de su posición en la serie, estructuras y facies asociadas, pueden separarse 2 subfacies:

1A. Se sitúan en la parte basal de la formación, estando bien representadas en las Series I y III. Se presentan, bien como capas aisladas o bien agrupadas, formando tramos que llegan a ser superiores a 15 m., constituyendo secuencias "thinig and finnig upward" de las que forman la parte basal. Por lo general, son capas potentes, de base erosiva con cantos de lutitas y siderita. Internamente son masivas, apreciándose, solo en algunos casos una ligera gradación desde tamaño de grano medio a fino. Se hayan asociadas a las subfacies 3A y 4.

1B. Se localizan en la parte media-superior de la sucesión, en las Series I y II, estando escasamente representadas. Forman el tramo inferior de secuencias "thinig and finnig upward".

Son areniscas litareníticas de grano fino en estratos de 0.6 a 1.5 m. con base ligeramente erosiva e internamente



DISTRIBUCION DE FACIES EN LA FM. BELEÑO EN EL AREA TIPO.

con estratificación cruzada en surco de mediana escala con láminas tangenciales a la base, o bien masivos. En la base pueden aparecer restos vegetales finos a gruesos. Están asociados a las facies 3B y 4.

Esta facies corresponde al relleno de canales sumergidos que distribuyen material terrígeno grueso dentro de una plataforma terrígena marina. Las diferencias existentes entre las dos subfacies son importantes, así como su posición y significado dentro de misma. La subfacies 1A corresponde al relleno de canales de poca entidad, poco jerarquizados y bastante planos; la práctica ausencia de restos vegetales, el carácter simple de su relleno y la asociación de facies que presentan, permiten asimilarlos a zonas más distales de la plataforma. La subfacies 1B, parecen corresponder a áreas más proximales y someras.

2. Areniscas en capas tabulares.

2A. Areniscas con laminación paralela.- Esta subfacies se localiza en la mitad inferior de la formación y están asociadas con las subfacies 3B. Ocupan un escaso porcentaje del total y están constituidas por areniscas litareníticas de grano fino en capas tabulares, con espesores que oscilan entre 0.3 y 0.8 m. Internamente presentan laminación paralela, bien en toda la capa, o

restrigida a la parte superior, estando en este caso precedida por un intervalo masivo inferior. En algunas ocasiones se observan ripples de corriente en el techo o en interestratos, y en otras ocasiones las capas se encuentran amalgamadas.

Estos depósitos estan relacionados con flujos expansivos y laminares de alta velocidad, y representan episodios tractivos de energía decreciente. El ordenamiento interno que presentan los estratos nos hace pensar en una sedimentación por desaceleración de flujos turbidíticos, en sentido amplio. Su localización estaría dentro de una plataforma marina, constituyendo abanicos o lóbulos extensos muy planos y relacionados con salidas frontales de los canales del tipo 1A; ocupando posiciones muy proximales respecto a ellas como lo indican las frecuentes amalgamaciones.

2B. Areniscas con estratificación cruzada planar.- Se sitúan en la parte media y superior de la formación en las Series I y III, estando muy escasamente representadas. Los estratos tienen un espesor decimétrico, y se caracterizan por tener una base neta planar, ocasionalmente con estrias y marcas de impacto, y un techo ligeramente ondulado. Internamente tienen estratificación cruzada planar tabular de mediana escala y láminas curvadas, tangenciales a la base, marcadas en algunas ocasiones, por fósiles y

biocláustos poco fragmentados. Estan asociadas a las facies 3C, 3D y 4.

Dadas las estructuras tractivas que presentan y su asociación de facies, estos depósitos deben de corresponder a flujos tractivos en áreas adyacentes a las salidas principales de terrígenos (canales), produciendose el transporte a traves de megarripples bi y tridimensionales, constituyendo barras en las partes menos profundas de la plataforma. Otra posible interpretación sería asimilarlas a facies del tipo B₂ y un origen por corrientes tractivas sobre un fondo más o menos profundo.

3. Alternancias de areniscas y lutitas.

Ocupan un porcentaje elevado del espesor total de la formación. Corresponden a alternación de areniscas litareníticas de grano fino y muy fino con lutitas y limolitas, en proporción muy variable. Dependiendo de su ordenamiento interno, ciclicidad, asociación de facies en relación con su posición en la serie pueden distinguirse las siguientes subfacies:

3A. Desbordamientos de canales del tipo 1A.- Asociadas a las facies 1A, se sitúan en la parte media inferior de la sucesión, estando bien representadas en las

Series I y II. Forman tramos de poco espesor a varios metros, ordenandose en secuencias estrato decrecientes. Las areniscas se ordenan en estratos tabulares de base neta y techo ligeramente gradacional a neto, internamente tienen laminación paralela y de ripples de corriente en el techo. En las lutitas son frecuentes las microlaminaciones paralelas limo-arenosas, y laminación lenticular de ripples, constituyendo con las areniscas minisecuencias de energía decreciente.

3B. Desbordamientos de canales del tipo 1B.- Similares a las anteriores, están asociadas a las facies 1B, estando únicamente representadas en la Serie I de manera escasa. Son frecuentes pequeños fragmentos vegetales en los planos de laminación. En los estratos domina, por lo general, el intervalo de laminación de ripples sobre el inferior, que en muchas ocasiones presentan retoques por oleaje.

3C. Desbordamientos frontales y lóbulos turbidíticos.- Se encuentran bien representadas en las tres series, con un especial desarrollo en la Serie III. Se sitúan en la mitad inferior de la formación y están asociadas con las facies 1A en las Series I y II. Las areniscas se ordenan en capas tabulares de 20 a 60 cm., de base neta planar con estructuras de muro (**sole marks**) y techo gradacional e internamente con secuencias del tipo

T_{a-c} y T_{b-c}, estando los términos T_{a-a} representados en los limos y lutitas intercaladas, formando minisecuencias grano decrecientes, por lo general menores a 1 m. En conjunto constituyen secuencias de varios metros de potencia, de un orden mayor, dominando las del tipo "thickening and coarsening upward", que en ocasiones están culminadas por la subfacies 2A, sobre las "thinning and finning upward", estando en relación estas últimas con canales muy planos asimilables (s.l.) a los 1B. Las estructuras de deslizamiento son frecuentes en la Serie III.

3D. Alternancias originadas por tormentas.- Se encuentran asociadas a las facies 4 y 5, localizándose en la parte medio-superior de la Serie I, formando tramos de más de 10 m. de espesor. Son alternancias rítmicas de areniscas litareníticas de grano fino y muy fino, con limolitas y lutitas, constituyendo minisecuencias grano-decrecientes desde pocos hasta 40 cm. de potencia. Las areniscas se disponen en estratos finos, de 2 a 12 cm., de base neta planar y techo gradacional; con un intervalo basal masivo a ligeramente gradado y otro superior con laminaciones de ripples de ola y "microhummocks", que pasa gradualmente a limolitas y lutitas. Ocasionalmente se intercala alguna capa de arenisca más gruesa -25 cm.- de la subfacies 2B. La bioturbación es escasa, localizándose en los términos finos.

La interpretación de esta facies varía considerablemente según se trate de un tipo u otro. Hay que relacionarlas con flujos expansivos laminares de alta velocidad (3A y 3B) que representan episodios tractivos por desbordamientos laterales de los canales. O bien como flujos turbidíticos en sentido amplio, relacionados con salidas o descargas frontales de canales el tipo 1A llegando a constituir lóbulos turbidíticos de escaso desarrollo (3C), o con tempestades (3D).

Las subfacies 3A y 3B ordenandose en secuencias estrato y grano decrecientes y su estrecha relación con las facies canaliformes, serían propias de zonas intercanal, en distintas áreas de la plataforma marina, más distales las 3A y más proximales las 3B.

La subfacies 3C alcanzan un mayor desarrollo en la Serie IV y corresponderían a ambientes deposicionales de abanicos turbidíticos intermedios, en áreas de la plataforma donde los flujos, quizás por pérdida de pendiente, dejarían de estar confinados.

Por último, la subfacies 3D, dada su ciclicidad, ordenamiento interno y su posición en la serie, en relación con la asociación de facies nos inclina a interpretarlas como depósitos generados por tempestades en áreas de la plataforma por encima del nivel de acción del oleaje de tormenta, en fondos con vida bentónica o con proximidad a ambientes con depósitos orgánicos.

4. Lutitas.

Representan un alto porcentaje del total de la sucesión, formando tramos muy potentes y monótonos, con un desarrollo especial en la parte media de la formación. Dependiendo de la asociación de facies, contenido de material limo-arenoso y faunístico, pueden separarse 3 tipos de subfacies:

4A. Lutitas gris oscuras muy homogéneas, con nódulos de siderita en niveles más o menos continuos y bioturbación escasa.

4B. Lutitas grisáceas con intercalaciones de limo disperso y lentes delgados de arenisca muy fina con laminación de ripples. Son frecuentes también las microlaminaciones paralelas y ligeramente onduladas limo-arenosas. La bioturbación es escasa.

4C. Lutitas ocre-grisáceas con un alto contenido en fauna marina muy poco o sin fragmentar (fundamentalmente Braquiópodos, Crinoideos, Briozoos y Gasterópodos) con una disposición caótica, desordenada, en niveles irregulares, inferiores a 0.6 m., con un mayor contenido faunístico en la base. Esta subfacies solo está presente en la Serie I y de forma muy escasa.

En general, esta facies corresponde a una sedimentación por decantación y muy débiles corrientes tractivas (4B) en áreas muy extensas de la plataforma, la mayor parte de las veces por debajo del nivel de acción del oleaje (mitad inferior). Su color oscuro, la escasa bioturbación y la falta de estructuras tractivas (4A) , así como las facies asociadas, parecen indicar condiciones de escasa oxigenación y cierta profundidad, al menos para la parte inferior de la formación. La subfacies 3B estaría en relación con una cierta proximidad a las áreas de depósito de detríticos más gruesos.

Por otra parte, la subfacies 3C, con fauna marina bentónica desorganizada en niveles irregulares podría representar depósitos generados por tormentas en zonas, en alguna, medida próximas a bancos calcareos orgánicos, constituyendo canales muy planos como parece indicar su morfología.

La subfacies correspondiente a marismas y suelos sumergidos con bioturbación por raíces que se observa a techo de la formación en localidades más septentrionales y occidentales, no se encuentra aquí representada. Unicamente en la Serie I, y debido a las malas condiciones de afloramiento de los niveles superiores, plantearía dudas su ausencia o existencia.

5. Calizas

Dentro de esta formación las facies carbonatadas se sitúan fundamentalmente en el tercio superior de la sucesión, si bien en la Serie I aparece un conjunto de niveles calcáreos en su parte intermedia que constituyen tramos de poco espesor. Pueden separarse las siguientes subfacies:

5A. Bafflestone de algas.- están presentes en la Serie I (Beleño) en tramos con espesores de 0.4 a 0.8 m., si bien en localidades próximas llegan a superar los 5 m., y se sitúan en el tercio superior de la sucesión. Corresponden a acumulaciones de Algas Filoides (Pray y Wray, 1963) y Rodofíceas (Archaelithophyllum, Johnson, 1956), con formas laminares, onduladas y ramosas, en una matriz micrítica de escasa a moderadamente consolidada. Como fauna acompañante aparecen: Foraminíferos incrustantes (Tuberitinas), y más escasamente Algas Dasycladaceas (Epimastopora), Braquiópodos, Trilobites y Equinodermos.

Relacionadas con estas acumulaciones aparecen horizontes bioclásticos con gran abundancia de algas ligeramente fragmentadas, subparalelas a la estratificación.

Interpretamos esta subfacies como acumulaciones de algas constituyendo baffles (Embry y Klovan, 1971) en áreas

muy someras de la plataforma, estableciéndose sobre substratos fangoso-margosos. A estas, van asociadas acumulaciones para autóctonas en zonas adyacentes, transportadas por débiles olas y/o corrientes. Facies similares han sido descritas en el Carbonífero del Manto del Ponga por Vera et al. (1984).

5B. Acumulaciones bioclásticas.- Se localizan en la Serie I, en su parte intermedia, en tramos métricos alternando con lutitas con fauna marina. Las calizas se presentan en estratos por lo general inferiores a 30 cm., de base neta y techo ligeramente gradacional, con formas tabulares a escala de afloramiento y otras con rápidos acuñamientos laterales. Son calizas bioclásticas con texturas wackestone (Algas, Braquiópodos, Crionoideos, Trilobites, Foraminíferos, Ostrácodos, Calciesferas, Gasterópodos y espículas de esponja) parcialmente micritizados, en una matriz abundante micrítica. Los intraclastos son escasos y la bioturbación moderada. Localmente y hacia la parte superior de las capas se ha observado microlaminaciones paralelas a ligeramente onduladas. Ocasionalmente existen variaciones texturales dentro de un mismo estrato, siendo packstone la base y mudstone la parte superior. En otras ocasiones se presentan como lentes decimétricos, aislados entre lutitas, con texturas packstone.

Interpretamos esta subfacies como acumulaciones

bioclásticas submareales en áreas marinas abiertas, de energía moderada, en aguas claras bien oxigenadas, en una plataforma eminentemente terrígena. La morfología de los estratos y su ordenamiento interno, nos inclina a pensar en canales sumergidos de poca entidad; y en otras ocasiones a "apilamientos bioclásticos" similares a los descritos por Sanchez de la Torre et al. (1981).

5C. Calizas intraclásticas y brechoides.- Estan presentes en la Serie III de Oseja de Sajambre, y corresponden a un conjunto de alternancias de calizas y lutitas oscuras situadas en los 25 m. finales de la formación. En general, son calizas bien estratificadas en capas continuas, con variaciones laterales de espesor y ocasionalmente lenticulares con morfologías canaliformes, que no sobrepasan los 40 cm. de potencia. En todo el tramo se pueden observar estructuras de deslizamiento tales como **slumpings**, pequeñas fracturas sindeposicionales y capas fragmentadas dentro de materiales lutíticos. Dependiendo de su textura y ordenamiento interno pueden separarse 2 tipos:

5C1.- Son calizas brechoides con grandes intraclastos de calizas micríticas bioclásticas y una matriz fangosa con grandes bioclastos dispersos (Crinoideos y en menor proporción Braquiópodos, Briozoos y Algas). Las capas sufren bruscos cambios laterales de espesor. Internamente son masivas o con una ordenación grano-decreciente muy grosera.

5C2.- Calizas gradadas en capas continuas a escala de afloramiento, con un intervalo basal bioclástico de textura

packstone de grano fino y bien clasificado y otro superior mudstone a wackestone de menor tamaño de grano y una ligera orientación de los bioclastos.

Corresponden a depósitos de pendiente ("slope apron") o base de talud ("base of slope apron"). Son carbonatos redepositados por flujos gravitativos ("gravity flows") extendiéndose sobre áreas adyacentes a zonas con ruptura de pendiente o talud. En estas zonas son frecuentes los depósitos turbidíticos carbonatados (5C2) y depósitos generados por mecanismos de transporte de "debris-flows" (5C1). Dependiendo de su proximidad o distalidad tendremos un tipo u otro de depósitos, correspondiendo los 5C1 a zonas proximales y los 5C2 algo más distales. Serían similares a las facies A descritas por Mullins y Cook (1986).

De forma general observamos una evolución de los niveles turbidíticos en el sentido de una mayor distalidad hacia las partes más bajas de la serie.

6. Pebbly mudstone y bloques olistostrómicos carbonatados.

De las 3 series descritas en este trabajo solo en la del Pico Ricacabiello (III) esta presente esta facies y corresponde a lo que clásicamente se denominó "Lázaro limestone linses" (Sjerp 1967), teniendo el tramo un espesor de 6.5 m. La base y el techo estan constituidos por lutitas gris oscuras con cantos dispersos ("pebbly mudstone") de

calizas bioclásticas, correspondiendo la mayor parte del tramo a un gran bloque calcáreo dispuesto subparalelamente a la estratificación, con un espesor de 5.2 m. y una dimensión longitudinal de 26 m. Sus terminaciones laterales son bruscas y netas, presentando en su techo encostramientos y brechificaciones incipientes. Su límite inferior esta formado por areniscas con abundantes burrow, enriqueciendose progresivamente en carbonato en la vertical. El resto corresponde a calizas bioclásticas con bioconstrucciones de Algas (Rodolitos, Algas incrustantes, etc.) y de pequeños corales en posición de vida, presentando en su base una oosparita con fusulínidos de 0.8 m. que ha permitido su datación.

La posición de vida que presentan algunos organismos, permite afirmar que su disposición respecto al resto de la serie es normal. Este hecho indujo, sin duda, a autores anteriores a no considerar su posible aloctonía. Sin embargo, son varias las razones que nos inclinan a interpretarlo como un bloque olistostrómico: Su escasa continuidad lateral, con unas terminaciones laterales bruscas no transicionales, en donde no existen cambios regulares de facies de cuerpos carbonatados, ni tan siquiera ligeros cambios de espesor. La presencia de cantos y fragmentos de rocas carbonatadas dispersos ("pebbly mudstone") a muro y a techo; así como el carácter somero de sus facies, descartan cualquier planteamiento genético dentro de ambientes sedimentarios en los que se estan

depositando lóbulos turbidíticos profundos. Por otra parte, la presencia de estructuras de deslizamiento en el resto de la serie esta en consonancia con esta interpretación.

La morfología estratiforme y dimensiones que presenta, permitiría que durante su transporte gravitacional, a traves probablemente de una plataforma en rampa, no sufriera importantes transtornos ni inversiones de polaridad, conservando así su posición normal subparalela a la estratificación. Todo ello parece indicar que su origen se localizaría en áreas no muy alejadas, someras, más internas o marginales a la cuenca sedimentaria turbidítica. Este hecho está también confirmado por las escasas diferencias de edad que deben existir entre las asignadas a la "Lázaro limestone linses" y la Formación Beleño que la engloba. Por otra parte, acumulaciones olistolíticas y brechoides similares a esta, tanto en edad como en posición estratigráfica dentro de la Formación Beleño, pueden observarse en otras unidades más occidentales y septentrionales del Manto del Ponga.

FORMACION CALIZA DE LA ESCALADA

Se pueden separar las siguientes subfacies:

1. Acumulaciones bioclásticas y de fango carbonatado.
2. Calizas brechoides
3. Alternancias de calizas bien estratificadas y fangos carbonatados.
4. Facies detríticas y carbones

1. Acumulaciones bioclásticas y de fango carbonatado.

Esta facies constituye la mayor parte de la formación, y es similar a la facies 2 (calizas masivas) de la Formación Fito. Constituyen cuerpos calcáreos lenticulares de techo convexo, en forma de montículos alargados, con espesores desde algunos metros hasta superiores a 80 m., internamente masivas, ocasionalmente con algún intervalo bien estratificado hacia la parte inferior. Constituyen un conjunto formado por varias microfacies: bioconstrucciones de Algas (bindstone y bafflestone), acumulaciones bioclásticas, de fango, de borde de montículo arrecifal, como las más importantes. Son calizas mudstone y wackestone, de tonos grises y beige, con un contenido en bioclastos que oscila entre el 5 y 30% (Briozoos, Crinoideos, Braquiópodos, Foraminíferos, Algas, Ostrácodos, Corales, como más frecuentes). La matriz es micrítica, a veces peletoidal y en ocasiones recristalizada a microesparita, pudiendo presentar

porosidades fenestrales. Las bioconstrucciones de Algas (bafflestone y bindstone) forman parte de estas acumulaciones.

Su origen estaría relacionado con ambientes someros, submareales a intermareales de baja energía, pudiendo interpretarse como montículos de fango en sentido amplio. Su origen y desarrollo fue debido a construcciones algares y a acumulaciones por corrientes de fango carbonatado y biocláastos .

2. Calizas brechoides.

Corresponden a una alteración, por procesos pedogénicos de la parte más superior de los grandes bancos carbonatados de las facies 1. Su espesor oscila entre 1.5 a 8 m. Son calizas brechoides con cantos carbonatados (composición facies 1) de bordes irregulares de subangulosos a subredondeados, con gran variedad de tamaños, en una matriz lutítica no muy abundante (10-15%). El proceso de brechificación es más intenso en la parte superior de los bancos, atenuándose progresivamente hacia niveles inferiores, en donde pueden distinguirse grietas verticales unidas por otras horizontales de trazado suturado. La distribución de la matriz varía también gradualmente, siendo más abundante en el techo, en donde la facies presenta carácter residual, con encostramientos y acumulaciones importantes de fósiles. En estudio microscópico de lámina

delgada revela la presencia de estructuras pedogenéticas 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 y cementación vadosa y excavaciones orgánicas.

Todos estos rasgos y estructuras nos hacen interpretar a esta facies como producto de la alteración pedogenética de la parte superior de los bancos carbonatados. El desarrollo de estos suelos carbonatados es desigual en los distintos tramos de la serie, si bien, nunca presentan grados de evolución altos. El carácter emergido a ligeramente sumergidos, bajo una delgada lámina de agua delgada, no se ha podido determinar con exactitud, no obstante dada la ausencia de superficies enrojecidas que indiquen una oxidación del sedimento, nos hace pensar en suelos sumergidos con colonización vegetal de tipo herbáceo. Procesos pedogenéticos similares a estos han sido objeto de estudio de numerosos autores, entre los que destacamos los descritos en materiales del Cretácico y Terciario del sur de Francia por Freytet y Plaziat (1982).

3. Alternancias de calizas bien estratificadas y fangos carbonatados.

Esta facies se encuentra representada en el tramo 2 de la Serie I, con un espesor de 23 m. situado en la parte

basal de la formación, en relación con la facies 1 y 4. Está constituida por calizas bien estratificadas con intervalos de fango carbonatado. Los estratos son lateralmente continuos, de 5 a 20 cm., siendo los más frecuentes de 10 a 15 cm. Internamente son calizas bioclásticas con un soporte de matriz micrítica (45 a 90%) con texturas wackestone, siendo los fragmentos orgánicos más abundantes de Algas Codiáceas, Briozoos y Braquiópodos y en menor proporción Crinoideos, Foraminíferos, Calciesferas, Corales, Trilobites, Algas Cianofíceas y Ostrácodos. Se observan también lumps ("algal micritic lumps"), "algal coated grains", "algal ball" y pellets de forma escasa. Los bioclástos están poco fragmentados y ocasionalmente con una cubierta micrítica fina y "borings". Los fangos alternantes son muy oscuros, se presentan en intervalos centimétricos, con conchas de Braquiópodos, Crinoideos y Algas, apareciendo esporádicamente microlaminaciones paralelas.

La gran abundancia de Algas y la gran variedad de fauna marina bentónica, en general poco fragmentados nos hace interpretar a esta facies como depósitos someros de baja energía, en relación con construcciones orgánicas de fango y/o Algas (facies 1), en áreas protegidas por ellas dentro de lagoons. Este tipo de sedimentación en finas capas pudo haberse originado por la acción de tormentas.

4. Facies detríticas.

Constituyen tramos de hasta 8 m. de espesor, localizándose sobre las facies 2 y en un caso sobre la 3. Pueden separarse 2 subfacies, aunque en ocasiones solo se encuentre presente una de ellas:

4.A.- De las dos, es la más inferior. Son limolitas fangosas con arena dispersa (15-20%), con frecuentes restos vegetales - grandes tallos- y ocasionalmente bioturbación por raíces. Su estructura interna es masiva, con algún canal arenoso (tramo 3 Serie I). Ocasionalmente presenta pequeños lentejones carbonatados canaliformes packstone bioclásticas e intraclásticas, y en otras ocasiones nódulos de siderita.

4.B.- Corresponden a niveles carbonosos, con altos contenidos en arcilla y azufre. Tienen espesores que oscilan entre 0.6 y 1.2 m. para la más gruesa, y escasos centímetros para el resto. Se sitúan sobre la subfacies 4A. o directamente sobre la 2, presentando en este caso un intervalo de fragmentos bioclásticos de fauna marina muy finos en su parte basal.

Esta facies constituye el techo de secuencias de somerización, teniendo un mayor desarrollo en la parte basal de la formación. Representan depósitos de lagoon terrígeno en zonas ligeramente sumergidas entre calizas, surcados por pequeños canales arenosos o carbonatados, en los que se llegaron a implantar suelos de vegetación herbácea y acumulaciones carbonosas en el techo.

La gran variedad de espesor que presentan estos niveles

indican un máximo de somerización en la parte basal de esta formación para toda la serie carbonífera de este área.

La presencia de finos niveles carbonosos directamente sobre las facies 2, e incluso sobre la 1, y la ausencia de suelos de vegetación, parecen mostrar un origen para autóctono de los mismos.

FORMACION FITO

Se pueden distinguir las siguientes facies:

1. Calizas y margas bioturbadas
2. Calizas masivas: 2A y 2B.
3. Brechas calcareas
4. Calizas calcareníticas
5. Calizas bien estratificadas y laminadas
6. Lutitas con fósiles
7. Areniscas
8. Lutitas y limolitas

1. Calizas y margas bioturbadas.

Estan situadas en la parte basal de la formación, asociadas a las facies 6 y 8. Son alternancias de tramos métricos de calizas mudstone y wackestone y lutitas y margas intensamente bioturbadas, disponiendose en capas menores a 1 m., bien estratificadas y con límites ligeramente gradacionales. La fauna presente se encuentra entera o muy poco fragmentada, estando total o parcialmente silicificada; los organismos más abundantes son Braquiópodos y Crinoideos y menos abundante de Foraminíferos, Calciesferas, Trilobites y espículas de esponja. También está presente cuarzo tamaño

limo (2%). La pirita dispersa es común, aunque no forma grandes concreciones.

Las calizas son micríticas, en capas masivas de 0.4 m. a 0.8 m., con texturas mudstone y wackestone biopelmicríticas. En el techo de las capas se observan texturas peletoides formadas por acumulaciones redondeadas de micrita, en las que ocasionalmente puede reconocerse cierta estructura interna concéntrica y un orificio central, estando ausente en otras ocasiones.

Las margas y lutitas margosas son de tonos gris oscuro ligeramente azulados, con fósiles dispersos (5-10%), en las que las trazas fósiles son muy abundantes, reconociéndose los icnogéneros **zoophycos** (muy frecuente en la parte superior de las capas) **chondrites** y **planolites**.

Facies similares a estas han sido descritas por Eberli (1987) e interpretadas como muestra de un progresivo ahogamiento o profundización del fondo marino de una plataforma abierta, estableciéndose ambientes pelágicos.

La ausencia de estructuras de corriente indican un ambiente deposicional de baja energía. Solamente el escaso material terrígeno (cuarzo tamaño limo) fue probablemente transportado por débiles corrientes. Las texturas constituidas por las acumulaciones peletoidales de micrita, pudieron haberse generado por una intensa bioturbación en la parte superior de los estratos calizos o bien por la acción de olas y corrientes cuando la superficie del banco no estaba totalmente consolidado. El significado de la

presencia de los icnogéneros descritos, esta de acuerdo con esta interpretación.

2. Calizas masivas.

Constituyen 3 bandas calcáreas masivas, una en la parte inferior y otras dos en la superior, con espesores que varían considerablemente a lo largo de su trazado, llegando incluso a acuñarse, oscilando sus espesores medios entre 10 y 25 m. Internamente pueden distinguirse las siguientes subfacies:

2A.- Calizas micríticas mudstone y wackestone de pellets, con fósiles y bioclátos dispersos, siendo los más abundantes los Briozoos, Algas, Foraminíferos y Equinodermos, y en menor proporción Calciesferas, Ostrácodos, Trilobites y Tubufites. Son frecuentes las porosidades móldicas, protegidas y ocasionalmente fenestrales. La bioturbación es de moderada a intensa, confiriendo a la matriz micrítica aspectos grumosos.

2B.- Calizas wackestone y packstone bioclásticas, fundamentalmente de Algas filoides (*Archaelithophyllum*) y Codiáceas (*Eugonophyllum*). Asociadas a ellas se encuentran Algas Dasycladaceas, Foraminíferos incrustantes (Tuberitinas), Briozoos, espículas de esponja silíceas, Equinodermos y Ostrácodos. Todos ellos micritizados parcial o totalmente. Son frecuentes las porosidades protegidas por Algas y bioturbación.

En algunas ocasiones son las Algas Dasycladaceas el

organismo más abundante, jugando un papel secundario el resto.

Esta facies corresponde a acumulaciones orgánicas de fango micrítico del tipo "mud mound". Este depósito ha sido ampliamente descrito en la bibliografía (Heckel 1974, Wilson 1975, James 1978, etc) que proponen un modelo con tres estadios de desarrollo: el primero de ellos representa una acumulación de sedimentos finos, mudstone a wackestone bioclásticos ("wackestone pile"). El estadio 2 corresponde a la parte más espesa del montículo (nucleo) constituida por fango micrítico en donde la implantación de baffles de algas pudo jugar un papel importante en el desarrollo del montículo; y el estadio 3 ("grainstone cap.") que representa la fijación del montículo por una delgada capa de formas incrustantes o laminares. En este caso, y dado que la subfacies 2A es la dominante, pensamos que estas acumulaciones han sido producidas por procesos hidrodinámicos, tales como interferencia de sistemas de corrientes y menos probablemente por la acción de un débil oleaje; si bien en algunos momentos de su desarrollo, la presencia de comunidades de algas fue importante. La combinación de estos dos fenómenos, corrientes y bioconstrucciones indicaría un origen mixto como más probable para este caso concreto.

La difícil separación, en ocasiones inexistentes, de las etapas 1 y 2, observado en esta serie, estaría de acuerdo con esta interpretación; ya que en otros casos, el

final de la etapa 1 ("wackestone pile") vendría determinada por una rápida colonización por baffles de algas que acelerarían el desarrollo del "mound".

Por otra parte, la causa por la cual el estadio 3 no este bien representado, es debido a que el abortamiento del crecimiento del montículo se produce antes de su fijación y estabilización, bien por cambios en la profundidad (ascensos relativos del nivel del mar) y energía (hidrodinámicos), o bien por cambios en el aporte del material (Bowman 1985).

La morfología de estas acumulaciones, en ocasiones con acuñaientos laterales transicionales, y extensiones de varios cientos de metros; y en otras con límites menos transicionales y menor extensión lateral, estaría en relación con su origen: en el primer caso las acumulaciones de fango tendrían menos relieve y una mayor extensión, mientras que en el segundo caso la colonización por baffles de algas incrementarían su estabilidad y permitirían pendientes algo más abruptas, con un componente de crecimiento vertical más acentuado (Bowman 1985).

El ambiente deposicional de estos depósitos se localizaría en áreas someras, con aguas claras, salinidad normal, buena oxigenación y débiles corrientes.

3. Brechas calcáreas.

Están representadas en un único tramo, hacia la parte superior de la formación y asociada a las facies 2. Son brechas y megabrechas mal clasificadas, de cantos y bloques

calcáreos -superiores a 1m.- subangulosos a subredondeados, en una matriz fangosa con fósiles y bioclastos (Crinoideos). Constituyen dos secuencias positivas con una base fuertemente erosiva y a techo niveles estratificados de brechas calcáreas con escasa matriz.

Interpretamos esta facies como depósitos muy proximales a escarpes o taludes de montículos carbonatados (facies 2). La ausencia de un buen redondeamiento, la mala clasificación y la abundante matriz indican transportes cortos por medio de corrientes fangosas. Dado el carácter sinorogénico del entorno, pequeñas pulsaciones pudieron provocar desestabilizaciones y caídas gravitacionales de bloques y cantos desde los montículos de la facies 2.

4. Calizas bien estratificadas y microlaminadas.

Están asociadas a las facies 1, 2 y 3 fundamentalmente. Constituyen un potente tramo en la parte media de la sucesión y tramos de algunos metros de espesor hacia la parte basal de la misma. Son calizas bioclásticas (Crinoideos, Braquiópodos, Briozoos, Foraminíferos, Algas y espículas de esponja silícea), con matriz detrítica; muy bien estratificadas con espesores entre 0.1 a 0.4 m., de base neta planar y techo neto a ligeramente gradacional, en ocasiones ligeramente ondulado, pudiendo existir entre ellas delgados interestratos fangosos. Son un ordenamiento interno está formado por un intervalo basal gradado otro superior

con microlaminaciones paralelas y ligeramente onduladas con las espículas de esponja como principal componente. El desarrollo de uno u otro intervalo varía considerablemente de unas capas a otras, pudiendo haber amalgamaciones de términos basales o estan muy reducidos. La silicificación es frecuente. De forma aislada pueden intercalarse capas más gruesas correspondientes a acumulaciones bioclásticas wackestone y packstone, masivas.

Interpretamos esta facies como depósitos de flanco de montículo, en relación con ellos, dentro de la plataforma mixta que representa la formación. Su ordenamiento interno indica un transporte por flujos de energía decreciente, con un carácter turbidítico en sentido amplio. En los tramos hacia la parte basal de la formación dominan los intervalos finos microlaminados, indicando una mayor distalidad a los aportes, mientras que en el centro de la formación predominan lo términos gruesos, en ocasiones amalgamados, muestra de una mayor proximidad.

5. Lutitas con fósiles.

Esta facies solamente se encunetra representada en el tramo 1 de la Serie I, con una potencia de 7 m., correspondiendo a la base de la formación, en contacto con la Formación Caliza de la Escalada, y asociada a la facies 1. Son lutitas arcillosas oscuras con abundantes fósiles acumulados de forma dispersa, siendo los Braquiópodos,

Crinoideos y Corales los más abundantes. La bioturbación fue bastante intensa, encontrándose abundantes pistas subhorizontales. Son frecuentes también los nódulos sideríticos, que ocasionalmente forman delgados niveles más o menos continuos.

Esta facies lutítica con fauna marina bentónica corresponde a un depósito por decantación en áreas de baja energía, probablemente protegidas, próximas a acumulaciones calcáreas orgánicas (facies 2) situadas en una plataforma marina mixta no profunda. La intensa bioturbación por pistas y la existencia de niveles arrosariados sideríticos indica una velocidad de sedimentación relativamente lenta.

6. Areniscas.

Aunque presentes en esta serie, su escasa potencia y la mala calidad de los afloramientos no nos permiten realizar precisiones a cerca de su naturaleza.

SERIE DISCORDANTE SUPERIOR

Se distinguen las siguientes litofacies:

1. Conglomerados
2. Alternancias de areniscas y lutitas
3. Calizas
4. Lutitas

1. Conglomerados.

Constituyen la base de la serie, con un límite inferior neto. Son ortoconglomerados de cantos carbonatados, heterométricos, con un centil de 50 cm., desde subangulosos a bien redondeados, con una matriz areniscosa escasa (aproximadamente 5%) y cemento carbonatado. En conjunto presentan una estratificación grosera, en coladas superiores a 1 m. de base erosiva y una ordenación interna masiva, grano-creciente y grano-decreciente, estas últimas presentan imbricaciones de cantos con orientaciones del oeste hacia el este. En el techo de las capas se sitúan niveles areniscosos inferiores a 15 cm. de areniscas con cemento carbonatado de grano medio, con laminación de ripples de corriente y parcialmente erosionadas por la colada superior.

La pobre a muy mala clasificación de los cantos, la escasez de estructuras de tracción y su grosera estratificación, nos inclina a pensar en un transporte por flujos gravitativos de sedimentos (Middleton y Hampton 1973) o a "debris flow" de Lowe (1979), si bien el moderado contenido en matriz, la casi total ausencia de fango, la base ligeramente erosiva de algunas coladas y sus ordenamientos internos, indican un cierto carácter tractivo con mayor turbulencia que los "debris flows". Las coladas masivas tendrían un carácter más proximal que las de gradación inversa y normal; esta última con una mayor segregación de los cantos y alguna imbricación en su parte superior, corresponderían a zonas algo más distales, con

flujos más turbulentos y maduros (Walker 1975, Nemec et al. 1980, etc.). La presencia del intervalo arenoso "tapizando" alguna capa tendría su origen en el retrabajamiento y removilización de la matriz en las coladas, como lo indican las laminaciones de ripples presentes (Nemec y Steel 1984).

Esta litofacies sería similar a la descrita por Colmenero y Bahamonde (1986) y Agueda et al. (1988), para depósitos kasimovienses en el Manto de Seberga.

2. Alternancias de areniscas y lutitas.

Se presentan en un tramo de 5 m. y constituyen la parte superior de una secuencia "thickening and coarsening upward". Las areniscas son litareníticas de grano medio y fino, en capas tabulares bien estratificadas menores a 30 cm., de base neta planar con cantos blandos; internamente son masivas o con laminación paralela y con ripples de corriente y ola en el techo. Hacia la parte superior de la secuencia presentan un intervalo basal masivo de escaso espesor, otro intermedio con estratificación cruzada planar, en ocasiones marcada por cantos blandos, de 15 a 20 cm. de altura de set; y un intervalo superior limolítico-lutítico. El límite superior de estos estratos suele estar ondulado por ripples de ola. Las lutitas están microlaminadas y tienen bioturbación por pistas subhorizontales.

En general hay porosidad móldica de Crinoideos, abundantes restos vegetales macerados e incluso niveles de

bioturbación por raíces y carboneros muy finos y poco desarrollados.

La génesis de esta facies se localizaría en ambientes sedimentarios adyacentes a los flujos gravitativos de sedimentos (conglomerados) en zonas marinas de influencia mareal tales como llanura deltaica inferior y frente deltaico superior. La sedimentación dominante fue por flujos tractivos de energía decreciente, posteriormente retrabajados por olas y mareas, en zonas frontales o laterales de los depósitos conglomeráticos. La parte superior de la secuencia, pudiera corresponder a zonas sumergidas de playas (shoreface) con megaripples lunados como mecanismo de transporte.

3. Calizas.

Se presentan como un tramo con una potencia total superior a los 10 m. Son calizas mudstone y wackestone de Foraminíferos, Braquiópodos, Equinodermos, Briozoos, Algas Filoides y Dasycladáceas, Ostrácodos fundamentalmente, que constituyen bancos de más de 4 m. de potencia. Poseen abundante porosidad fenestral y se presentan en estratos masivos lateralmente discontinuos o en finas capas pseudonodulosas continuas a escala de afloramiento, con abundantes pellets y bioturbación, situadas estas en el techo de las primeras. En su base se sitúan niveles margo-calcáreos y de calizas arenosas (más del 10% de cuarzo

tamaño arena muy fina) con biocláustos dispersos.

Constituyen bancos o mounds carbonatados de baja energía, acumulados en zonas muy someras de la plataforma durante periodos transgresivos de mínimo influjo terrígeno, sobre áreas marginales a los lóbulos conglomeráticos, protegidas parcialmente, como lagoons o bahías.

La parte superior de los bancos finamente estratificada puede corresponder a una ralentización del crecimiento del "mound", mientras que las calizas arenosas de la base representan etapas iniciales o previas a la implantación y desarrollo del montículo.

Lutitas.

Constituyen tramos de 2 a 7 m. de potencia, así como la parte superior de la serie. Son lutitas fangosas con nódulos de siderita muy dispersos, abundante bioturbación (pistas y burrow) y localmente con fragmentos vegetales e incluso bioturbación por raíces. En ocasiones forman la parte inferior de secuencias "thickening and coarsening upward" con delgadas intercalaciones limolítico-arenosas (4A); o bien, la parte superior de la sucesión, entre las que se intercalan en su base, pequeños canales gradados micro y conglomeráticos (4B).

En el primer caso (4A) representan depósitos de baja energía en zonas de inundación o depresiones interlóbulos,

con débil influencia marina, en los que debido a su escasa profundidad puede implantarse vegetación propia de marismas costeras.

En el segundo caso (4B) representan los depósitos del prodelta y plataforma marina, en los que en su parte basal puede llegar contaminación de cantos cantos desde los conglomerados, y que denotan la existencia de pendientes deposicionales altas.

PALEOCORRIENTES

Se han realizado más de 50 medidas de paleocorrientes, casi todas ellas en la parte inferior y media de la Formación Beleño, correspondiendo a estructuras de muro en capas areniscosas: "flutes cast", marcas de impacto y arrastre ("tool marks") y en crestas de "ripples marks". Su distribución y orientación puede verse en la figura 3.

En la Serie III del Pico Ricacabiello se han realizado 16 medidas de marcas de impacto ("prod cast") en areniscas situadas en la base y parte media de la formación, todas ellas indican paleocorrientes hacia el E. , con un abanico de dispersión entre 70º y 130º.

En la zona de San Juan de Beleño, se han podido realizar un total de 34 medidas, pudiendo separarse tres grupos. Un primer grupo corresponde a las realizadas en flutes situados en la base de areniscas canaliformes (facies 1A) de la parte inferior y media de la formación: son un total de 14 medidas e indican direcciones hacia el E. y E-NE., en un abanico que va desde 60º a 95º. Un segundo grupo lo forman las realizadas por marcas de impacto dentro de facies de desbordamiento laterales (facies 3A) de los canales anteriores, son un total de 10 medidas que indican direcciones desde de N-W. al N-E. (310º a 45º). Por último, un tercer grupo lo constituyen las medidas en estrias (marcas de arrastre) y marcas de impacto ("groove cast y prod cast") en facies de desbordamientos frontales y bases de

canal (facies 3C y 1A), con direcciones similares al primer grupo.

En su conjunto pueden separarse dos conjuntos de direcciones predominantes:

-Hacia el E., con una dispersión desde 65º a 130º, corresponde al sentido general de aporte, medido en las facies con una mayor capacidad de transporte: canales de plataforma (área de Beleño) y cuerpos areniscosos tabulares de lóbulos turbidíticos (área del Pico Ricacabiello).

-El otro sistema solo se ha detectado - debido al mayor número de medidas- en el área de Beleño; es más o menos perpendicular al anterior y corresponde a las facies de desbordamientos en canales 1A.

En el techo de la formación, en la Serie II de Oseja de Sajambre, se han realizado 3 medidas en estrias situadas en la base de una capa carbonatada, indicando aportes desde el W. al E., con un abanico de dispersión entre 95º y 110º.

A pesar del escaso número de medidas de que disponemos y a la distorsión tectónica que han sufrido, podemos decir a modo de conclusión que las direcciones principales de aporte durante el depósito de la Formación Beleño, van desde el W hacia el E. con una ligera tendencia hacia el E-SE.

Teniendo en cuenta los últimos trabajos realizados acerca de la evolución del Arco Astúrico de Perez-Estaún et al. (en prensa) y Rodriguez Fernandez y Heredia (1988) y considerando la reconstrucción palinspástica que se propone para esta edad, las principales direcciones de aporte irían desde el S y S-SW hacia el N. y el N-NE.

Estas conclusiones serían similares a las propuestas para esta misma formación en las zonas más occidentales (Hoja N° 79, Puebla de Lillo), por Bahamonde et al. (1987).

EVOLUCION DE LAS FORMACIONES

FORMACION RICACABIELLO

Esta formación representa un periodo de muy bajo índice de sedimentación en las zonas más alejadas de una plataforma marina abierta. La magnitud de la misma sería del orden de unos 200 km., estimando en unos 60 km. el acortamiento que produjeron los distintos mantos de la Unidad del Ponga (Alvarez-Marrón y Pérez-Estaún, en prensa).

La uniformidad morfológica de la plataforma carbonatada que constituyó la Formación Barcaliente, se vió rota y modificada por el emplazamiento de unidades cabalgantes en áreas más occidentales de la Cordillera. Este hecho, supuso la creación de un conjunto de dominios tectonosedimentarios, en cierta medida subparalelos al frente cabalgante, y morfológicamente similares a los descritos por Tankard (1986) para cuencas del tipo "foreland" (situadas al frente de unidades cabalgantes). En un corte generalizado E-W se separarían tres dominios fundamentales para esta edad. Uno proximal caracterizado por una morfología deprimida, en surco y que sería rellenado rápidamente por materiales clásticos, superando ampliamente la sedimentación a la subsidencia. Otro intermedio, de escasa batimetría eminentemente carbonatado, en él que la subsidencia y la sedimentación estarían compensadas. Y otro distal en donde

la subsidencia sería muy superior a la sedimentación, depositándose solamente el escaso material terrígeno fino que es transportado por suspensión. Cada uno de estos dominios se encuentra representado en la actualidad por una formación distinta, correspondiendo a este último el ámbito de sedimentación de la Formación Ricacabiello. La morfología de este depósito sería en cuña, adelgazándose hacia las áreas más distales, situadas en la actualidad hacia el E. Correspondería al Paquete Fresnedo, en la Cuenca Carbonífera Central, los mayores espesores de esa cuña.

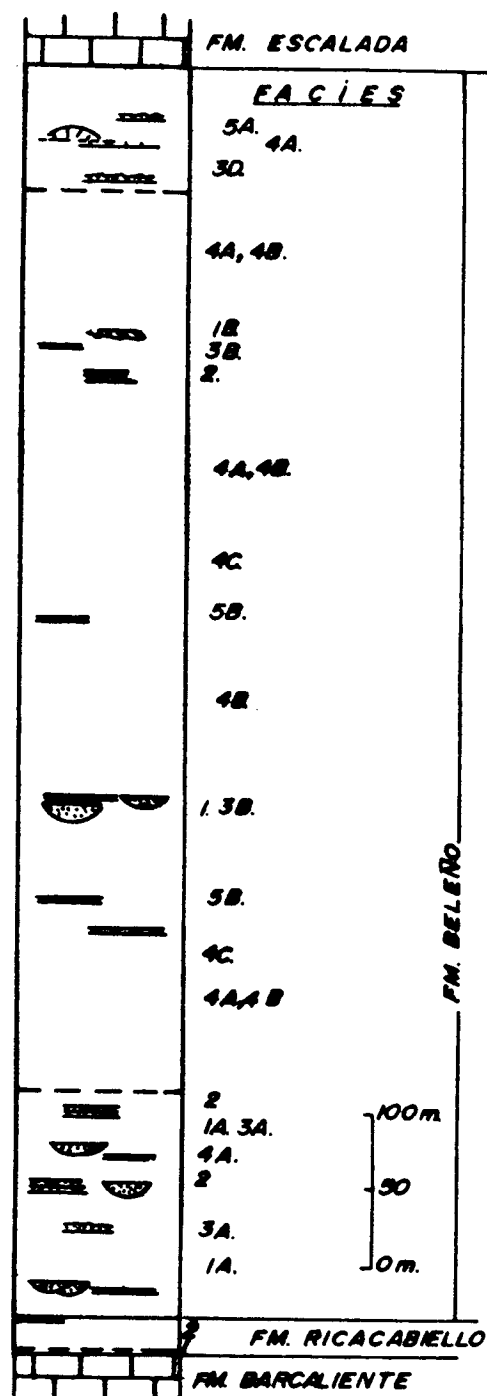
La parte basal de la formación (facies 1), con intercalaciones calcáreas, representaría el tránsito desde una sedimentación carbonatada somera a ambientes progresivamente más profundos; representando la facies 2 las condiciones de "cuenca subalimentada" (**starved basin**) propiamente dicha. No obstante, las estructuras del tipo "hard ground" y encostramientos en el techo de la Formación Barcaliente y en las calizas de la facies 1 representarían el inicio de la colapsación o inundación de la plataforma.

FORMACION BELEÑO

La evolución tectónica de la Zona Cantábrica con nuevos emplazamientos de Unidades cabalgantes supuso modificaciones importantes del esquema ambiental en el ámbito ocupado por la Formación Ricacabiello, cambiando las condiciones de "cuenca hambrienta" (**starved basin**), a condiciones de relleno de la misma por la Formación Beleño por una nueva activación tectónica más próxima al área considerada.

Dada la gran extensión que ocupa, el análisis evolutivo de la misma no puede restringirse a una zona relativamente reducida donde queda enmarcado este trabajo; por ello haremos referencia, en algunas ocasiones, a otras áreas en donde se encuentra presente.

A partir de las 3 series realizadas, dos de ellas completas, podemos decir que la Formación Beleño constituye en su conjunto, una macrosecuencia de somerización, hecho que se desprende de la distribución de facies dentro de la



DISTRIBUCION DE FACIES EN LA
FM. BELEÑO EN EL AREA TIPO.

misma, situándose las más someras en el techo y las de mayor distalidad y profundidad en la base.

El ambiente deposicional sería una amplia plataforma, probablemente en rampa. Las tres partes en que se suele dividir corresponden a tres diferenciaciones importantes dentro de la misma. La superior correspondería a las zonas más próximas y someras, de tránsito hacia una sedimentación carbonatada subameral e incluso intermareal, representando las últimas etapas del relleno de la cuenca sedimentaria. La intermedia representaría extensas áreas de una plataforma lutítica en la que el material detrítico grueso iría confinado en gruesos canales muy localizados, debido, tal vez, a las suaves pendientes y al carácter de rampa de la plataforma. Los de mayor entidad se han observado en áreas más occidentales (proximales) como Rioseco, mientras que en áreas como San Juan de Beleño o no se han cortado por su carácter puntual, o bien por su menor entidad, correspondiendo, en este caso, a las divisiones o digitaciones de los canales anteriores. Por último, en la parte basal, en donde la pendiente se atenuaría y los flujos, en parte, dejarían de estar confinados, originarían depósitos de desbordamientos frontales y lóbulos turbidíticos. Esta diferenciación puede ser debida también al distinto desarrollo que tuviera la formación carbonatada superior, situada entre la zona de aporte terrígeno y la propia Formación Beleño.

En resumen podemos decir que correspondería al relleno de una depresión o gran cuenca sedimentaria, en la que, a

medida que se va rellenando, se crean áreas propicias, someras y sin contaminación terrígena, para la implantación de bancos oolíticos (Sierra de Pandemules), parches bioconstruidos y acumulaciones bioclásticas (Collada de Moandi) que marcan el comienzo de una sedimentación carbonatada que supone la colmatación de la propia cuenca, como así parece indicarlo algunos niveles de la formación suprayacente.

De acuerdo con las reconstrucciones palinspásticas propuestas por Perez-Estaún et al. (en prensa) y con las direcciones de paleocorrientes medidas durante la elaboración de este trabajo, podemos indicar que esta plataforma se abría desde el S-SW. al N-NE., con una hipotética línea de costa de trazado NNW-SSE. En ese sentido de progradación, las sucesivas cuñas clásticas rellenarían una depresión originada por la colapsación de la plataforma carbonatada previa originada por el emplazamiento de unidades cabalgantes más retrasadas. La formación suprayacente "sellaría" y marcaría el fin de la etapa de relleno clástico.

Por otra parte, la morfología, dimensiones y tipos de depósito relacionados con esa plataforma, variarían a lo largo de su trazado: hacia el S-SE., donde la carga tectónica sería mayor, su longitud estaría muy reducida respecto a zonas más septentrionales, dando lugar a depósitos de marcado carácter turbidítico (Serie III del Pico Ricacabiello y zona de los Puertos de Tarna y San Isidro), y no encontrándose una organización de facies similar a las

presentes en otras áreas situadas hacia el N-NW. Por el contrario, como ya se puso de manifiesto en Bahamonde et al.(1987), la Formación Beleño representa una secuencia general regresiva, desde asociaciones de facies de abanico externo a intermedio, facies de talud y facies de plataforma fangosa con bancos oolíticos en el techo.

FORMACION CALIZA DE LA ESCALADA

En las dos series donde aparece (I y II) presenta características diferentes. Haremos mención especial, por ser la más representativa, a la de San Juan de Beleño (Serie I).

En general representa una plataforma carbonatada somera, desconectada del continente - al menos en la zona estudiada - desde donde estaban siendo suministrados a la cuenca sedimentaria importantes cantidades de material detrítico, como resultado de la intensa actividad tectónica hercínica.

La colonización por bancos oolíticos, parches bioconstruidos y acumulaciones orgánicas aisladas se empieza a implantar en el techo de la Formación Beleño y son el preludio de una sedimentación carbonatada generalizada. En un principio esta se desarrolló por medio de acumulaciones y promontorios carbonatados aislados que permitirían el paso de terrígenos entre ellos y que constituirían la Formación Beleño en zonas más avanzadas (orientales). En unidades más occidentales llegan a formar un nivel cartográfico continuo característico, mientras que en unidades más orientales algunas de las terminaciones de estas acumulaciones fueron bruscas y poco transicionales, dando lugar a cambios laterales y acúñamientos espectaculares (Pico Tiatordos, Bahamonde et al. 1989), hechos que quizás hayan estado favorecidos por la existencia de fracturas

sindeposicionales. Se puede decir por tanto que esta formación representa el "sellado" y estabilización de la etapa activa de relleno clástico anterior.

En la Unidad del Manto de Beleño (Series I), su parte basal representa el punto de mayor somerización, con la presencia de suelos y horizontes carbonosos de cierta importancia.

En unidades todavía más avanzadas, su espesor es más reducido (Serie II, de Oseja de Sajambre) correspondiendo las facies de las calizas a ambientes más profundos y distales que en el Valle de Beleño. Finalizando con ella la sucesión carbonífera westfaliense. Por otra parte la existencia de frecuentes estructuras de deslizamiento y depósitos brechoides en su base indican una inestabilidad sedimentaria importante, tal vez relacionada con una tectónica sindeposicional que afecte a gran parte del área.

FORMACION FITO

En general representa una plataforma mixta asociada a margenes distales de sistemas deltaicos.

Despues de la etapa de estabilización que supuso la sedimentación de la Formación Escalada en este área, se creó una zona protegida en zonas más occidentales, en la cual y motivado por una tectónica activa, comenzó el emplazamiento de deltas progradantes (Sanchez de la torre et al. 1984). Consecuencia de este hecho fue una contaminación terrígena importante en áreas como Beleño que inhibió, en parte, la continuación del crecimiento de la plataforma carbonatada lo que supuso un ahogamineto de la misma, por superar la subsidencia a la productividad orgánica calcárea. El resultado final fue la creación de una plataforma mixta, terrígeno-carbonatada, abierta (en estas unidades frontales) situada en las partes distales de sistemas deltáicos (Grupo Lena y Formación Fito en el Manto de Rioseco y Caso.). Las diferencias pues, entre las series de la formación Fito en las Unidades de Rioseco y Caso respecto a la Unidad de Beleño pueden resumirse en los siguientes puntos:

- 1.Las primeras son series productoras de carbón, en mayor o menor medida, siendo improductiva la segunda.

- 2.Las primeras corresponden a ambientes deltaicos y la segunda a zonas de plataforma al frente de estos, con gran escasez de areniscas.

- 3.En las primeras, la Formación Caliza de la Escalada

suponía cierta protección del mar abierto, mientras que en la Serie de Beleño fue una sustitución parcial por contaminación terrígena y subsidencia de esa formación, pasando de una plataforma carbonatada a una plataforma mixta abierta hacia el E.

SERIE DISCORDANTE SUPERIOR

Interpretamos esta sucesión como perteneciente a abanicos aluviales costeros, más conocidos como **fan deltas** (Holmes 1965) que se desarrollan al pie de relieves activos progradando dentro de una masa de agua marina o lacustre. Esta interpretación explica coherentemente los tipos de facies presentes. De este modo, las litofacies conglomeráticas y de alternancias serían propias del frente deltaico dentro del abanico subacuático; mientras que las lutitas de la parte superior lo serían del prodelta y zonas más profundas de la cuenca; ocupando los carbonatos diferentes localizaciones durante las fases inactivas de los abanicos. No parecen estar presentes las facies correspondientes al abanico subaéreo.

Depósitos similares a estos han sido descritos en zonas relativamente próximas: Estefaniense de Sebarga (Manto de Sebarga), por Colmenero y Bahamonde (1986), y Colmenero et al. (1988), en donde ya se hace referencia a estos materiales de las proximidades de Sobrefoz, indicando su posible pertenencia a sistemas deposicionales afines.

BIBLIOGRAFIA

ADAMS, J.E.; FRENZEL, H. N.; RHODES, M.L. Y JHONSON, D.P. (1951).- Starved Pennsylvanian Midland Basin. **Ass. of Petrol. Geol. Bull.** 35, 2600-2607.

COLMENERO, J.R.; AGUEDA, J.A.; FERNANDEZ, L.P.; SALVADOR, C.I.; BAHAMONDE, J.R. Y BARBA, P. (1988).- Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian Zone, N-W Spain. En **Fan-Deltas. Sedimentology and tectonic settings**. Nemec y Steel, London. 267-285.

ALVAREZ-MARRON, J. Y PEREZ-ESTAUN, A. (1988).- Thin skinned tectonics in the Ponga Region (Cantabrian zone, NW Spain). **Geol. Rund.** (en prensa).

BAHAMONDE, J.R. (1985).- Estratigrafía y sedimentología de la Fm. Beleño en la Hoja Nº 54 (Rioseco) del Mapa Geológico Nacional. E. 1/50.000. **I.G.M.E.** (Fondo documental).

BAHAMONDE, J.R.; BARBA, P. y COLMENERO, J.R. (1987).- Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito (Manto del Ponga) en la Hoja Nº 79 (Puebla de Lillo) del Mapa Geológico Nacional. E. 1/50.000. **I.G.M.E.** (Fondo documental).

BAHAMONDE, J.R.; COLMENERO, J.R. y HEREDIA, N. (1989).- Morfología de un margen de plataforma carbonatada en el Carbonífero superior de la Zona Cantábrica. **Geogaceta**.

BECKER, G. (1973).- Ostracoden-Faunen thüringischer Provenienz aus dem karbon des Kantabrischen Gebirges (N-Spinnen). **Z. dtsh. geol. Ges.**, 135, 317-324.

BLESS, M.J.M. y WINKLER PRINS, C.F. (1971).- Paleoecology of Upper Carboniferous strata in Asturias (N. Spain). C.R. **VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Krefeld**. N.2, 129-138.

BOUMA, A.H. (1962).- Sedimentology of some flysch deposits. **Elsevier**, Amsterdam, 168 p.

BOWMAN, M.B.J. (1985).- The Sedimentology and Palaeogeographic setting of late Namurian-Westphalian a basin-fill successions in the San Emiliano and Cármenes areas of NW. León, Cantabrian Mts., NW Spain. **Z. dtsh. geol. Ges.**, 135, 163-191. Hannover.

EBERLY, G.P. (1987).- Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Surtzerland). **Sedimentology**, 34, 363-388.

COLMENERO, J.R. y BAHAMONDE, J.R. (1986).- Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Cuenca estefaniense de Sebarga (Región de Mantos, Z. Cantábrica). **Trabajos de Geología**, Univ. de Oviedo, 16, 103-119.

EICHMULLER, K. (1986).- Some Upper Carboniferous (Namurian, Westphalian) Lithostratigraphic Units in Northern Spain. Results and implications of an environmental interpretation. **Bol. Geol. y Min.** XLVII-V. 590-607.

EICHMULLER, K. y SEIBERT, P. (1984).- Faciesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien). **Z. dtsh. geol. Ges.**, 135, 45-154.

EMBRY, A.F. y KLOVAN, J.E. (1971).- A late Devonian reef tract on northeastern Banks island. N.W.T. **Bull. Can. Petrol. Geol.** 19; 730-781.

FERNANDEZ R.-ARANGO, R. y NAVAL, A. (1984).- Prospección previa de las cuencas carboníferas de Sellaño y Beleño (Asturias, Zona Norte). **Inst. Geol. y Min. Esp.** (Fondo documental).

FREYTET, P. y PLAZIAT, J.C. (1982).- Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. **Contributions to Sedimentology**, 12. Stuttgart.

GANDL, J. (1980).- Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien). 3. Trilobiten mit "Kulm-Charakter" aus dem Namur B. Senckenb. **Lethaea**, 60, 291-351.

GINKEL, A.C. (1965).- Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). **Leidse. Geol. Meded.**, 34, 1-225.

HECKEL, P. H. (1974).- Carbonate buildups in the Geologic Record: a Review. In: L.F. Laporte (ed.), **Reefs in time and space. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publ.**, 18, 90-154.

JAMES, N.P. (1980).- Facies models 9. Introduction to carbonate facies models. In R.G. Walker (ed.). **Facies Models**. 1, 105-107.

JOHNSON, J.H. (1956).- **Archaeolithophyllum**, a new genus of Paleozoic coralline algae. **Jour. Paleontology**, 35 (4), 659-666.

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. Esp.**, LXXI, 1-346.

JULIVERT, M. (1967 a).- La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga. **Trabajos de Geología**. Univ. de Oviedo, 1.

JULIVERT, M. (1967 b).- La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. **Trabajos de Geología**. Univ. de Oviedo, 1, 59-76.

KENNEDY, W.J. y JUIGNET, P. (1974).- Carbonate banks and slumps geds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. **Sedimentology**. 21, 1-42.

KULLMAN, J. (1979).- Die "reticuloceras-Zeit" (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien. **Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz; Math.-Nat. Kl.**, 6, 1-119.

LEYVA, F.; TRELL, A.; HEREDIA, N.; VILLA, E.; HORVARTH, V.; MUÑOZ, J.L. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, R. (1986).- Estudio geológico-minero del área carbonífera de Brañagallones (Asturias). **I.G.M.E.** (Fondo documental).

LOWE, D.R. (1979).- Sedimente gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. **S.E.P.M. Sp. Publ.**, 27, 75-82. Tulsa.

MANJON, M. y FERNANDEZ R.-ARANGO, R. (1985).- Principales rasgos sedimentológicos de la Cuenca Carbonífera de Sellaño (Asturias). **Trab. Geol.**, Univ. de Oviedo, 15, 37-44.

MARTIN LLANEZA, J.C. (1979).- Estratigrafía y sedimentología del tramo carbonífero comprendido entre Coballes y Tanes (Asturias). **Tesis de Licenciatura**. Univ. de Oviedo (inérito).

MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1962).- Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera central de Asturias. **Inst. Est. Ast.**, 1-229.

MARTINEZ CHACON, M.L. y WINKLER-PRINS C.F. (1977).- A Namurian Brachiopod fauna from Meré (Province of Oviedo, Spain). **Scripta Geol.** 39, 1-67. Leiden.

MARTINEZ CHACON, M.L.; MENENDEZ ALVAREZ, J.R.; SANCHEZ 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.

MENDEZ, C.A. y MENENDEZ ALVAREZ, J.R. (1985).- Conodontos carboníferos de las Regiones del Manto del Ponga y Picos de Europa (oriente de Asturias, N. de España). **X Cong. Intr. Geol. Estr. Carb.**, 1, 71-82. Madrid.

MIDDLETON, G.V. y HAMPTON, M.A. (1976).- Subaqueous sediments transport and deposition by sediment gravity flows. In: D.J. Stanley y D.J.P. Swift (eds.), **Marine sediment transport and environmental Management**. Wiley, New York, 197-298.

MULLINS, H.T. y COOK, H.E. (1960).- Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. **Sedimentary Geology**, 48, 37-79.

MUTTI, E. y RICCI-LUCCHI, F. (1972).- Le torbiditi dell'Appennine settentrionali. introduzione all'analisi de facies. **Mem. Soc. Geol. Ital.**, 11, 161-199.

NEMEC, W. y STEEL, R. J. (1984).- Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flows deposits. In: E.H. Koster y R.J. Steel (eds.).

PRAY, L.C. y WRAY, J.L. (1963).- Porous algal facies (Pennsylvanian), Honaker Trail, San Juan Canyon, Utah. In: R.O. Bass (Ed.), **Shelf Carbonates of the Paradox Basin. Four Corners Geol. Soc. Symp. 4 th Field Conf.**, 203-234.

PEREZ ESTAUN, A.; BASTIDA, F.; ALONSO, J.L.; MARQUINEZ, J.; ALLER, J.; ALVAREZ-MARRON, J.; MARCOS, A. y PULGAR, J.A.- A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold on thrust belt: the Cantabrian zone (Variscan Ibero-Armorican Arc.). **Tectonics** (en prensa).

— ^AREDING, J. (1986).- Sedimentary Environments and facies. Sec ed. **Blackwell Scientific Publications**, 613 p.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, R. y HEREDIA, N. (1988).- Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepais ligada a una cadena arqueada: El ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N.O. de España). **II Congr. Geológico de España. Simposio: Cinturones orogénicos**. Granada. 65-74.

SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J.L.; COLMENERO NAVARRO, J.R.; GONZALEZ LASTRA, J.A. y MARTIN LLANEZA, J. (1981).- Emplazamiento de deltas progradantes y facies asociadas en el Westphaliense del borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central (Asturias). **Trab. Geol. Univ. de Oviedo**, 11, 191-201.

SJERP, N. (1967).- The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). **Leidse geol. Meded.**, 39, 55-129. Leiden.

TANKARD, A. J. (1986).- On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: examples from the Appalachian and Rocky Mountain basin. **Spec. Publs int. Ass. Sediment.** 8, 369-392.

TRELL, A. (1984).- Prospección previa de las cuencas carboníferas de La Marea-Coballes y Cofiño-Ribadesella (Asturias). **I.G.M.E.** (Fondo documental).

TRUYOLS, J. (1983).- El Carbonífero inferior y medio de la Región del Ponga. In: C. Matinez Diaz (ed.), **Carbonífero y Pérmico de España**. X Congr. Intern. Estrat. Geol. Carbonífero, 82-94. Madrid.

TRUYOLS, J. y SANCHEZ DE POSADA, L.C. (1982).- Correlaciones bioestratigráficas en el Carbonífero pre-estefaniense 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.

VERA DE LA PUENTE, C.; MARTIN LLANEZA, J. y COLMENERO NAVARRO, J.R. (1984).- Estudio sedimentológico de algunos bancos carbonatados presentes en la serie moscoviense de Coballes-Tanes (Región de MNantos, Zona Cantábrica). **Trab. Geol. Univ. de Oviedo**, 14, 45-52.

VILLA, E. (1981).- Datos sobre el contenido en fusulinidos de las formaciones Escalada y Fito de la Cuenca de Beleño (Asturias, NW España). **Breviora geol. Astúrica**, XXV, 1-2, 9-12.

VILLA, E. (1985).- Foraminíferos de la región oriental de Asturias (Cordillera Cantábrica, N. de España). **X Congr. Inter. Geol. Estr. Carb.** 1, 333-344. Madrid.

VILLA, E. y HEREDIA, N.- Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la Región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica N.O. de España). **Bol. Inst. Geol. Min. España**. (en prensa).

WALKER, R.G. (1975).- Generalized facies models for resediment conglomerates of turbidite association. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 86, 737-748.

WILSON, J.L. (1975).- Carbonate Facies in Geologic History. **Springer-Verlag**. 447p.