

Mecanismos de transporte a lo largo de Paleovalles: ejemplo de los depósitos basales de la Cuenca Estefaniense de Cangas de Narcea (Asturias)

J. I. PELÁEZ FERNÁNDEZ* e I. CORRALES**

*ENCASUR, Peñarroya (Córdoba, España).

** Departamento de Geología, Universidad de Oviedo (España).

RESUMEN

Los sedimentos basales de la Cuenca Estefaniense de Cangas de Narcea (Asturias, NO de España) están constituidos fundamentalmente por brechas que fueron depositadas por diferentes mecanismos de transporte en masa y corrientes de alta competencia. Las facies y sus asociaciones corresponden al relleno de las partes proximales y medias de estrechos paleovalles; de ellas se puede también deducir que los depósitos debidos a flujos en masa evolucionan a aquellos que son originados por corrientes muy concentradas, encauzadas primero y sin canalizar después, hacia las partes relativamente más distales. Por otra parte, diversas características de estos depósitos llevan a pensar en la existencia, en esa época, de unas condiciones climáticas marcadas por su fuerte carácter estacional.

Palabras clave: Mecanismos de transporte en masa, corrientes de alta competencia, paleovalles, paleoclima estefaniense.

ABSTRACT

Basal sediments of the Stephanian Cangas de Narcea basin mainly consist of breccias that were deposited by mass-flows and powerful streams. The study of the facies and facies associations points to a deposition in the proximal and intermediate paleovalley zones, and allows to infer that the mass-flow deposits distally evolved to those originated by high competence

streams, which in the relatively more distal parts are non-channelised. The existence of a strongly seasonal climate during the time of deposition is inferred from several features of the deposits.

Key words: Mass-flow mechanisms, high competence streams, paleovalleys, stephanian paleoclimate.

INTRODUCCIÓN

Los sedimentos estefanienses de la Cuenca de Cangas de Narcea (O de Asturias) se depositaron sobre un marcado paleorelieve caracterizado por una serie de paleovalles (Peláez Fernández & Corrales, 1993). Las primeras acumulaciones que se producen en ellos corresponden fundamentalmente a brechas, siendo el estudio de sus características y génesis el objeto de este trabajo.

El basamento de la cuenca lo constituyen las formaciones Pizarras del Narcea (Precámbrico) y Areniscas de Cándana-Herrería (Cámbrico Inferior). La primera está caracterizada fundamentalmente por una alternancia de pizarras y areniscas, mientras que la segunda está formada por areniscas más o menos feldespáticas, de grano bastante grueso y color rosado por lo general, que alternan con niveles pelíticos; también existe algún banco de dolomías intercalado y un conglomerado basal de espesor muy variable (Lotze, 1958; Parga & Luque, 1971). Estas dos formaciones tienen una gran importancia, ya que constituyeron el área fuente de los sedimentos con que se inicia el Estefaniense («Brechas Basales»). Sin embargo, posteriormente («Serie Superior conglomerático-areniscosa») los sedimentos derivan de la Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior), formación constituida por areniscas, cuarcitas y pizarras (Lotze, 1958; Marcos, 1973).

ANTECEDENTES

El primer trabajo sedimentológico realizado sobre estos materiales es el de Virgili & Corrales (1966), que señalan el carácter típicamente molásico de los sedimentos estefanienses, su depósito en un medio fluvio-lacustre y el enriquecimiento en detriticos gruesos hacia el N. Por otra parte, Corrales y Peláez (1968) diferencian, en materiales de la cuenca de Villablino análogos a los que aquí se estudian, varios tipos de depósitos que muestran una composición estrechamente relacionada con la del basamento. Estos depósitos corresponden unos a coluviones y otros a sedimentos de origen torrencial, sugiriendo la existencia de un relieve de cierta energía al inicio de la sedimentación estefaniense. En un informe sobre varias cuencas del O de Asturias,

Corrales *et al.* (1981) establecen para la cuenca de Cangas de Narcea las siguientes conclusiones: 1) Comienzo de la sedimentación, en el área N, por medio de fuertes espesores de brechas y, luego, de conglomerados. Esto llevaría a una suavización del importante relieve inicial y a una expansión del área de sedimentación hacia el S. 2) El sistema de transporte de las brechas sería el de gravedad, con algún depósito análogo a los de coladas fangosas. 3) Instalación posterior de sistemas de corrientes, correspondientes a una zona de cabecera de cuenca hidrográfica, que pasarían luego a un sistema fluvial más evolucionado, de tipo trenzado. Entre estas series típicamente fluviales pueden intercalarse brechas, similares a las basales. Parte de los datos de este último trabajo aparecen reflejados en Carballeira *et al.* (1983) y Corrales *et al.* (1983).

SITUACIÓN DE LAS BRECHAS BASALES

Se distribuyen por toda la cuenca, aunque con una mayor importancia en su parte septentrional, como se puede observar en la Figura 1 (mapa), donde aparecen los distintos afloramientos indicados por letras mayúsculas. Al constituir fundamentalmente el relleno de paleovalles y formas deprimidas, muestran un espesor que varía notablemente de unas zonas a otras, llegando incluso a ser nulo.

FACIES Y SU INTERPRETACIÓN¹

El estudio está basado en 24 series estratigráficas, así como en observaciones puntuales en otras 8 localidades. Se realizaron espectros litológicos, medidas del Centil, del tamaño máximo medio y de la Moda, así como una apreciación de la clasificación, carácter y porcentaje de matriz. Como escala de tamaños se utilizó la de Wentworth (1922) y como redondeamiento la de Krumbein & Sloss (1955). A efectos de evaluación de porcentajes de matriz, se considera ésta como constituida por los tamaños inferiores a 4 mm, utilizando, para señalar dicho porcentaje, la escala siguiente: Muy escasa 5% o menos; Escasa 7,5%; Relativamente escasa 10%; Relativamente abundante 15%; Bastante abundante 20%; Abundante 25%; Muy abundante 30% o más, y estableciéndose el límite soporte de clastos-soporte de matriz aproximadamente en el 30% de contenido en esta última.

¹ Las denominaciones de las facies en este trabajo no coinciden con las que aparecen en Peláez Fernández y Corrales (1993), siendo la equivalencia entre ellas la siguiente: Ia=1b₃, IIa₁=1a₁, IIa₂=1a₂, IIIa₁=1d₁, IIIa₂=1d₂, IVa=1b₂, IVb=1f₂, Va=1b₁, Vb=1e, VIa₁=1c₁, VIa₂=1c₂, VIb=1f₁, VIIa=2a, VIIb=2b, VIIc=2d, VIId=2e, VIII=2c, IX=3

Cuando fue posible, además del tamaño máximo de clasto (MPS) se determinó el espesor de capa (BTh), con el fin de observar el grado de correlación lineal entre estos dos valores, el cual, de acuerdo con Bluck (1967), difiere según se trate de depósitos transportados en masa o de corrientes tractivas. Aunque sólo se pudo realizar un número reducido de medidas, las conclusiones deducidas de las correspondientes gráficas (Figs. 2 a 6) apoyan las obtenidas de otras observaciones.

Se realizaron también medidas en clastos imbricados y ejes de paleocanales con objeto de conocer las direcciones de aporte de sedimentos.

A partir de los 3 grupos litológicos identificados para la «Serie Inferior de Brechas Basales» (brechas y conglomerados, areniscas y finos), se han diferenciado una serie de facies y subfacies, cuya descripción e interpretación se hace a continuación.

FACIES DE BRECHAS Y CONGLOMERADOS

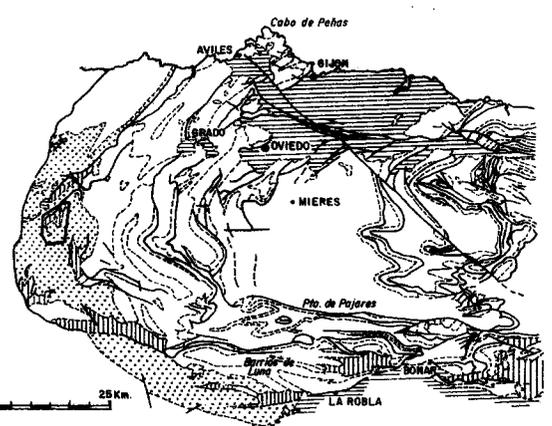
Constituyen prácticamente la totalidad de los depósitos basales de esta cuenca, ya que las areniscas y los finos sólo aparecen como delgadas intercalaciones. Tanto las texturas, como las estructuras sedimentarias y espesores son muy diferentes. La composición de los clastos varía entre exclusivamente de pizarras a totalmente de cuarcitas y areniscas cuarcíticas, existiendo todas las proporciones intermedias; pueden aparecer también elementos con otra composición (pórfidos felsíticos, cuarzo, etc.) pero que nunca rebasan el 15%. El origen local generalizado de los depósitos es claro (áreas fuentes muy próximas), no habiendo en ningún momento signos de transporte prolongado. No obstante, se diferencian en ellas los tipos siguientes:

I. *Depósitos de ladera*

Ia. Brecha de cantos y gravas exclusivamente de pizarras, mal clasificados, angulosos-subangulosos, marcadamente aplanados y con frecuente orientación paralela-subparalela a la estratificación. Matriz muy heterométrica (arena y gravilla) y escasa, aunque aparecen pequeñas zonas irregulares, donde es más abundante, llegando incluso a tener soporte de matriz. Centiles entre 20 y 65 cms. Los espesores de capa son de 1 a 3,5 m., pero forman depósitos de hasta 20 m., que muestran secuencias generalmente de carácter granodecreciente. Los contactos entre capas son netos y planares, en ocasiones ligeramente irregulares, o bien soldados. Está asociada a la parte superior de las laderas de los paleorreliieves, constituyendo la totalidad del depósito brechoide. La inclinación de sus capas no coincide con las del resto de facies situadas en las inmediaciones, lo que indica un contacto angular entre ambos tipos. Aparece únicamente en la parte N de la cuenca (brecha C, Fig. 1).

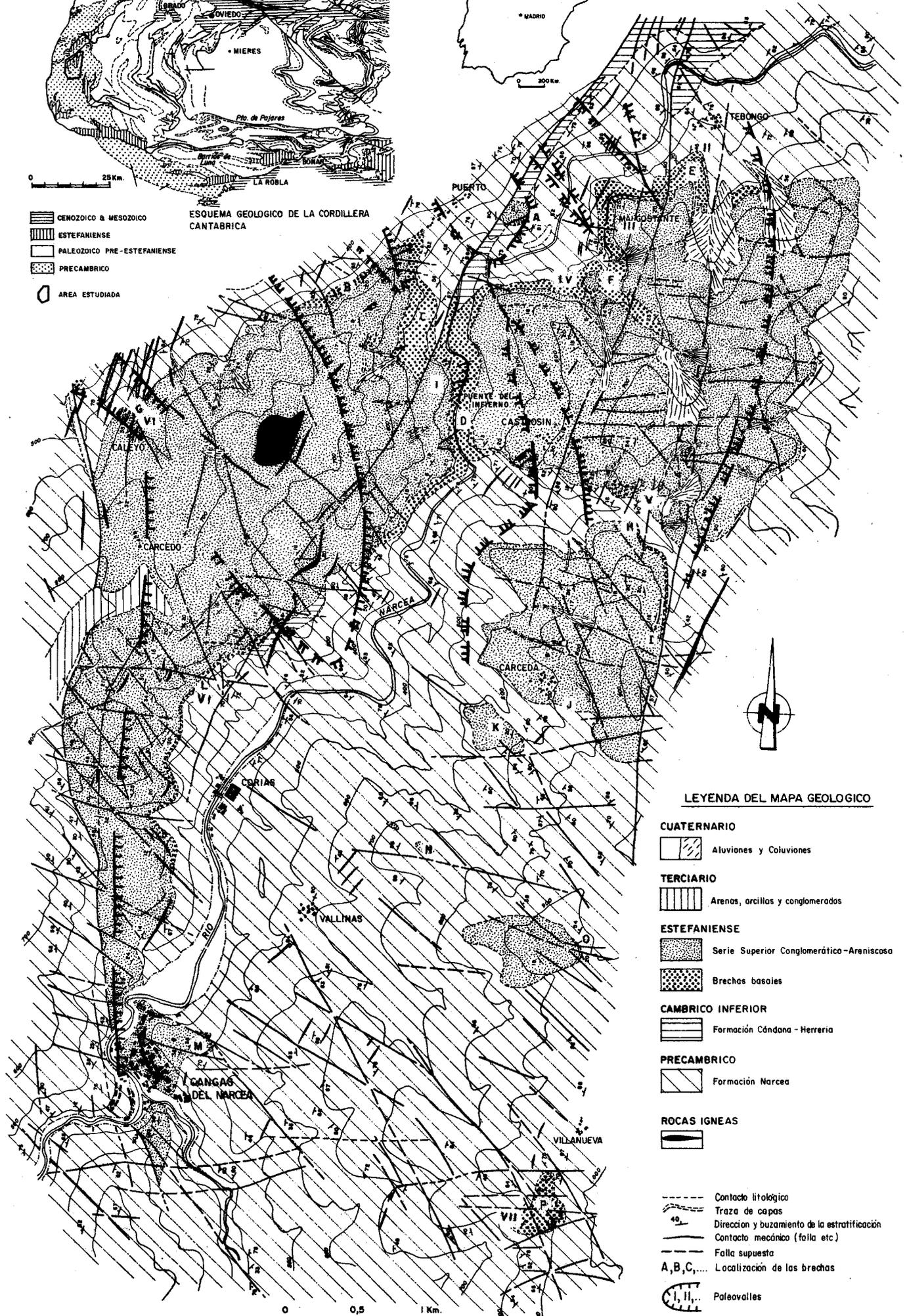
MAPA GEOLOGICO DEL ESTEZOIC DE CANGAS DEL NARCEA

Por J.I. PELAEZ 1.989



ESQUEMA GEOLOGICO DE LA CORDILLERA CANTABRICA

- CENOZOICO & MESOZOICO
- ESTEFANIENSE
- PALEOZOICO PRE-ESTEFANIENSE
- PRECAMBRICO
- AREA ESTUDIADA



LEYENDA DEL MAPA GEOLOGICO

- CUATERNARIO**
 - Aluviones y Coluviones
- TERCIARIO**
 - Arenas, arcillas y conglomerados
- ESTEFANIENSE**
 - Serie Superior Conglomerático-Areniscosa
 - Brechas basales
- CAMBRICO INFERIOR**
 - Formación Cándana - Herrería
- PRECAMBRICO**
 - Formación Narcea
- ROCAS IGNEAS**
 - [Symbol for igneous rocks]
- CONTACTOS Y ESTRUCTURAS**
 - Contacto litológico
 - Traza de capas
 - Dirección y buzamiento de la estratificación
 - Contacto mecánico (falla etc.)
 - Falla supuesta
 - A, B, C, ... Localización de las brechas
 - Paleovalles

0 0,5 1 Km.

La mala clasificación de esta facies, la orientación paralela-subparalela de los clastos, el soporte de estos con zonas de soporte de matriz y el contacto angular con otras facies y una posición sobre paleoescarpes, llevan a clasificarla como un depósito de ladera.

II. *Depósitos de ladera re TRABAJADOS por flujos tipo «surge»*

Ila. Facies de brechas masivas de cantos y bloques, con predominio de estos últimos, constituidos fundamentalmente por cuarcitas y areniscas cuarcíticas, aunque existen otros pizarrosos, de tamaño grava esencialmente. Mal a muy mal clasificados, subangulosos a subangulosos-subredondeados, siendo los grandes bloques los más redondeados. Los tamaños máximos oscilan entre 90 y 350 cms. y los máximos medios entre 63,9 y 211 cms. Es clasto-soportada, con una proporción variable de matriz, muy mal clasificada y de tamaño gravilla y arena gruesa-muy gruesa esencialmente. Forma acumulaciones de varias decenas de metros hacia el N de la cuenca, ocupando el relleno basal de muchos paleovalles, en las que se pueden definir secuencias de tipo normal o inverso a normal, de unos 10 a 30 m. de espesor. En los límites entre las capas pueden existir intercalaciones de areniscas o microbrechas, siendo entonces la potencia apreciada de dichas capas de uno a varios metros. Considerando el tipo y contactos de las secuencias, de las capas o de ambas, así como en la clasificación, redondeamiento y ordenación de los clastos se pueden diferenciar 2 subfacies:

Ila₁. Muy mal clasificada y con una disposición en secuencias de tipo inverso a normal, separadas por superficies erosivas de apreciable continuidad lateral. Los bloques son generalmente subredondeados y con Centil de hasta 3,5 m., mientras que los cantos y gravas son subangulosos. Aparece sobre todo hacia la parte central de la cuenca (brechas B, C, D y L, Fig. 1).

Ila₂. Mal a muy clasificada, dispuesta, a veces, en secuencias de tipo normal separadas por contactos netos no erosivos. Clastos subangulosos-subredondeados, que pueden mostrar ordenamiento horizontal-subhorizontal o imbricado en las partes altas de las acumulaciones; el centil alcanza los 2,2 m. Aparece casi exclusivamente hacia el NE de la cuenca (brechas D, E, F y L, Fig. 1).

Aunque algunas características de esta facies apuntarían bien a un origen por flujo en masa o bien a corrientes de muy alta competencia, dado el carácter de la matriz (heterométrico y con ausencia de fango), no pueden ser consideradas verdaderas coladas de clastos, en el sentido dado por Lowe (1979), Nemec y Steel (1984) y Postma (1986). Por ello, se interpreta la subfacies Ila₁ como mantos de bloques y cantos formando verdaderos depósitos de ladera, re TRABAJADOS luego por flujos esencialmente «fluidales». El gran tamaño de los bloques indica una competencia muy elevada del agente de transporte,

debida al confinamiento de la corriente en estrechos cañones (McGowen & Groat, 1971); su depósito tendría lugar en períodos de elevados caudales, mientras que en estadios inferiores o descendentes del flujo las gravas y la matriz se infiltrarían entre los clastos (Singh, 1984). Las intercalaciones areniscosas (facies VIIa) se originarían por corrientes tractivas en condiciones de régimen de flujo superior, durante niveles de agua más bajos (Boothroyd & Ashley, 1975; Singh, 1984).

La subfacies IIa₂ tendría un origen similar, aunque depositada en zonas más distales o bien menos confinadas. Se observa a veces una gradación normal dentro de cada capa acompañada de un cambio composicional de los clastos (de cuarcitas y areniscas cuarcíticas a pizarras), así como una mejor clasificación y ordenación de dichos clastos, junto con una disposición generalizada en secuencias también de tipo normal. La disposición horizontal preferente de los clastos y la imbricación indicaría una mayor importancia del transporte por rodamiento.

III. *Depósitos de coladas cohesivas*

IIIa. Brecha de cantos y gravas, en los que suele haber exclusividad de pizarras, aunque excepcionalmente hay proporciones similares de éstas y de areniscas cuarcíticas con matriz areniscoso-fangosa en proporciones variables. Clastos mal o muy mal clasificados, angulosos a subangulosos-subredondeados, con predominio de los subangulosos. Los tamaños máximos oscilan entre 15 y 53 cm., y los máximos medios entre 13,1 y 29,3 cm. El color es rojo-violáceo debido a que el fango de la matriz tiene estos tonos. Las capas presentan espesores de 1 a 3 m., siendo los contactos soldados o algo irregulares y ligeramente erosivos. Se sitúa casi siempre en la base de las escasas series en que se presenta, originando depósitos de hasta una treintena de metros de espesor. Según el tipo de soporte predominante, porcentaje de fango en la matriz, diferente grado de orientación de los clastos y presencia o ausencia de gradación, se diferencian las subfacies siguientes:

IIIa₁. Formada por gravas y cantos de pizarras mal clasificados, clasto-soportada y con escasa proporción de fango en la matriz. Los clastos pueden mostrar orientación paralela-subparalela a la estratificación, aunque, a veces, se disponen perpendicularmente. Suelen presentar una gradación normal acompañada de un aumento en la proporción de matriz, culminando con frecuencia en delgados niveles fangoso-areniscosos o limolítico-arcillosos y areniscosos, que desaparecen lateralmente por erosión. Los contactos son soldados o ligeramente erosivos y algo irregulares. Aparece sólo hacia el SE de la cuenca (brechas J, K, O y P, Fig. 1), constituyendo la parte más basal de los depósitos brechoides y formando, actualmente, pequeños retazos aislados.

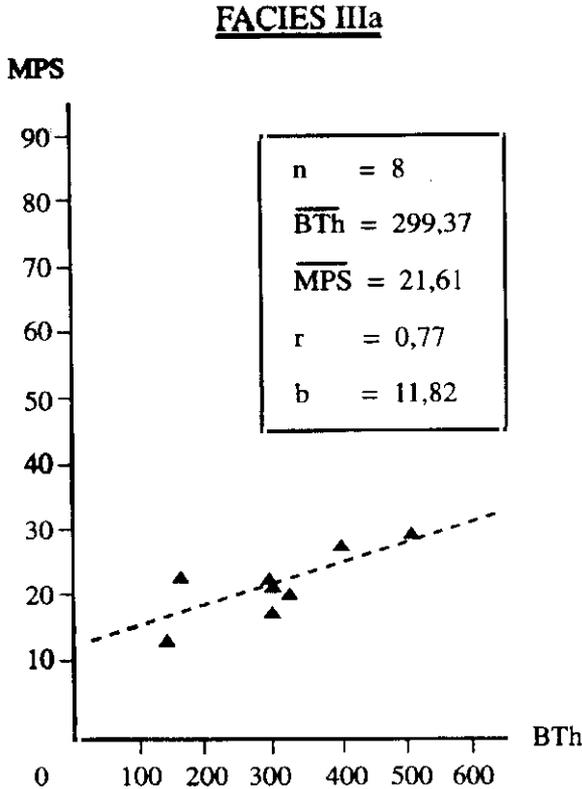


Fig. 2.—Gráfica BTh/MPS correspondiente a la facies IIIa, interpretada como coladas cohesivas (Las dimensiones, al igual que en las gráficas siguientes, están expresadas en centímetros).
 Fig. 2.—BTh/MPS data from cohesive debris flow deposits of facies IIIa (Measures, like those of the following graphics, are expressed in centimetres).

IIIa₂. Brecha matriz-soportada, mal clasificada y con fábrica esencialmente desordenada. Los contactos entre capas son soldados. Esta subfacies es muy escasa, apareciendo tan sólo en la base o parte media de alguna serie: En el primer caso hacia el centro de la cuenca (brechas D, E e I) y en el segundo en el extremo SE (brecha P).

La ausencia de bases erosivas y de estratificación, así como el carácter arenoso-fangoso de la matriz, permite interpretar esta facies IIIa como debida a coladas cohesivas (Lowe, 1979; Nemeč & Steel, 1984). El buen índice de correlación de la gráfica BTh/MPS para esta facies (Fig. 2) apoya la idea de su depósito por un proceso de flujo en masa (Bluck, 1967; Steel, 1974; Larsen & Steel, 1978; Nemeč, Porebski & Steel, 1980; Porebski, 1984; entre otros). La presencia en dicha gráfica del factor de fuerza cohesiva parece ser-

vir como criterio para discriminar entre depósitos de tipo predominantemente cohesivo (el caso de esta facies) y no cohesivos; además el bajo gradiente de la recta de regresión significaría que la importancia en conjunto de otros factores sería escasa, lo que concordaría con la interpretación dada de coladas diluídas (Nemec & Steel, 1984).

La subfacies IIIa₂ representa la típica colada cohesiva, con soporte de matriz, fábrica dispuesta al azar y ausencia de gradación. La conservación de los clastos pizarrosos angulosos y muy fácilmente deleznable de esta subfacies, demostraría que los contactos clasto a clasto en el interior del flujo tuvieron muy poca importancia; este hecho sería indicativo de condiciones de régimen laminar dentro de un flujo viscoso (Johnson, 1970; Enos, 1977)

La subfacies IIIa₁ sugiere una colada más fluída ya que, además de bastante menor porcentaje de matriz, presenta gradación normal de distribución, así como una cierta orientación de los clastos. La gradación normal en este tipo de depósitos indicaría fundamentalmente algún papel de la turbulencia (Bull, 1963, 1972; Nemec & Steel, 1984).

IV. *Depósitos de coladas sin cohesión*

IVa. Facies de brechas clasto-soportadas, con cantos básicamente de cuarcitas y areniscas cuarcíticas, angulosos a subangulosos, muy mal clasificados, con tamaños máximos entre 40 y 80 cms. y máximos medios entre 28,8 y 56,2 cms.; la matriz, que se encuentra en proporción variable, está integrada por gravillas y arenas. Pueden presentar cierta gradación inversa en la parte basal de las capas. Éstas muestran una buena continuidad lateral, formando por superposición depósitos de hasta varias decenas de metros hacia la zona NO de la cuenca (brechas B y G, Fig. 1) y originando secuencias estratodecrescentes. En ocasiones aparece alguna intercalación de areniscas o de brechas de gravas y gravillas (facies IVb, VIIa, VIId) de hasta 1,5 m. de espesor.

Se interpreta esta facies como debida a coladas sin cohesión con un elevado valor de la fuerza o resistencia fricativa, ya que presenta una ligera gradación inversa basal o bien un aspecto totalmente no gradado (Lowe, 1976; Nemec & Steel, 1984; Smith, 1986). El hecho de que la recta de regresión de la gráfica BTh/MPS pase muy cercana al origen (Fig. 3) corroboraría el valor prácticamente nulo del factor de resistencia cohesiva, que junto con la elevada pendiente de dicha recta apoyaría la tesis del elevado valor del factor de resistencia fricativa.

IVb. Facies de brechas formadas por pequeñas gravas, fundamentalmente pizarrosas y con grado de redondeamiento de subanguloso a subanguloso-subredondeado; la fábrica es totalmente desordenada. La matriz es de tamaño gravilla y, en menor proporción, de arena, pudiendo ser abundante a muy

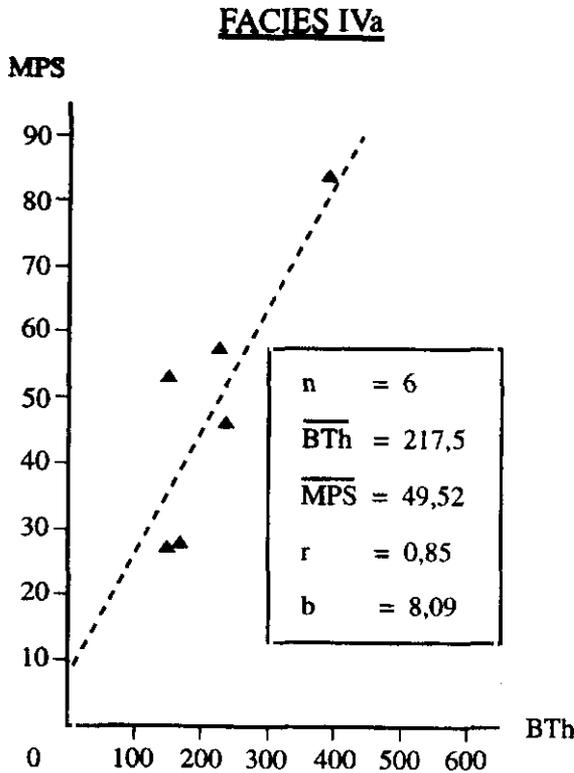


Fig. 3.—Gráfica BTh/MPS obtenida de los depósitos interpretados como originados por coladas sin cohesión (facies IVa).

Fig. 3.—BTh/MPS data from facies IVa, interpreted as deposited by cohesionless debris flows of facies IVa.

abundante. Se presenta en capas aisladas de hasta 40 cm (a veces junto a delgados niveles de gravillas) con geometría tabular y acusada continuidad a escala de afloramiento; los contactos son netos y ligeramente irregulares. Esta facies es muy escasa, apareciendo tan sólo hacia la parte NO de la cuenca (brechas B y D, Fig. 1).

Dada su base neta ligeramente irregular y la ausencia total de estructuras u ordenamiento de los clastos, se puede interpretar como un depósito de coladas no cohesivas, análogo a los que forman la facies anterior, pero con un tamaño de clasto mucho menor. En ocasiones, sin embargo, puede aparecer junto a intercalaciones de gravilla, dando una disposición estratificada gruesa, lo que lleva a pensar en un cierto retrabajamiento de las partes superiores de las coladas no cohesivas por flujos más fluidales (Larsen & Steel, 1978; Gloppen & Steel, 1981).

V. Depósitos debidos a flujos hiperconcentrados

Va. Facies de brechas clasto-soportadas, de gravas y cantos, exclusiva o mayoritariamente de pizarras, mal clasificados y sin ordenación interna, angulosos-subangulosos a subangulosos-subredondeados, con tamaños máximos entre 15 y 105 cms. y máximos medios entre 12,6 y 56,2 cms.; la matriz es escasa y de tamaño gravilla y arena. Las capas muestran buena continuidad lateral, sin adelgazamientos apreciables a escala de afloramiento, siendo los contactos soldados o netos algo irregulares; su espesor varía entre los 0,25 y los 3,90 m. Cuando aparecen hacia la parte alta de las series, muestran, en ocasiones, intercalaciones areniscosas o microconglomeráticas (facies VIIa y VIIc) que rara vez superan los 30 cms. de espesor máximo. Es una facies frecuente, localizándose sobre todo hacia el N de la cuenca (brechas A, C, E y N, Fig. 1) y suele formar secuencias de capas de varias decenas de metros.

Las características de esta facies apuntan hacia un transporte por flujo en masa, de corta duración. Sin embargo, debido al contenido prácticamente nulo de arcilla o fango en la matriz y a que es clasto-soportada, no puede ser considerada como una colada verdadera o cohesiva. El coeficiente de correlación en la gráfica BTh/MPS con un valor muy bajo (Fig. 4), parece indicar una cierta intervención de corrientes de agua en su génesis. Esta interpretación está apoyada también por la existencia, en algunas secuencias, de un ligero y progresivo aumento del redondeamiento y de la clasificación (incluso imbricación). Depósitos similares a estos podrían ser los debidos a flujos hiperconcentrados de Smith (1986). Formarían, en gargantas o valles estrechos, una serie de diferentes tipos de barras en respuesta a flujos estacionarios no uniformes, desarrollados bajo fuertes avenidas de poca duración.

Vb. Facies de conglomerados formados por gravas y pequeños cantos exclusiva o mayoritariamente de pizarras, con clasificación regular, redondeamiento de bajo a medio, marcado aplanamiento y orientación paralela-subparalela, dando en ocasiones una estratificación grosera por tamaños, o imbricaciones del tipo a(p), a(i) (Walker, 1975). Puede darse el paso gradual del primero al segundo tipo de ordenamiento en una misma capa, estando generalmente acompañado por una variación gradual litológica y por una ligera gradación inversa; aparte de esta última, aparece también a veces una gradación normal de cola gruesa restringida a la base. Los tamaños máximos varían entre 15 y 37 cms. y los máximos medios entre 12,7 y 27 cms. La matriz, de tamaño arena a gravilla, es de escasa a abundante. El soporte es generalmente de clastos, aunque localmente puede ser de matriz. Es una facies escasa, encontrándose sólo en la parte más alta de varias series (brechas A, C, D, E, G y H, Fig. 1), a veces asociada a palcorrelieves positivos. En este último caso, constituye la totalidad de las brechas (unos pocos metros tan sólo), con intercalaciones inferiores a 1 m de facies VIIa, VIIc o VII d y suele presentar, además, un cierto grado de rubefacción. El espesor de las capas de areniscas

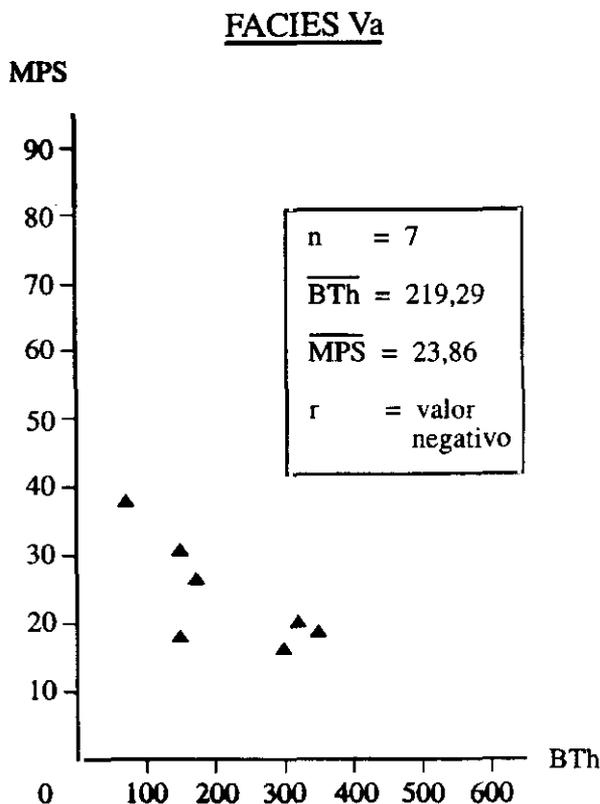


Fig. 4.—Gráfica BTh/MPS de la facies Va, en la que el bajo valor del coeficiente de correlación, junto con otras características, confirma la interpretación de estos depósitos como debidos a la acción de flujos de elevada concentración y corta duración.

Fig. 4. BTh/MPS data from facies Va that was emplaced by short-lived, hyperconcentrate stream flows.

está en consonancia con el de las brechas, que varía entre 0,4 y 4 m., mientras que la totalidad de los depósitos formados por ambas facies dan potencias entre 2 y 7,5 m.

Aparecen evidencias de acreción gradual, tales como gradación inversa, variaciones en el calibrado e, incluso, en la fábrica (orientación de los clastos con los ejes mayores horizontales en la parte inferior e imbricaciones del tipo a(p), a(i) en la superior). Además, la falta de «foresets» de avalancha haría pensar en una acreción vertical de los depósitos en forma de manto con profundidades de agua escasas (menos de 30 cm. según Bull, 1972) y bajo relieve topográfico (Allen, 1981). Para Wells (1984) la agradación de los depósitos de capas tabulares implicarían flujos de avenida no canalizados y con

fuerte carga de sedimentos. La gráfica BTh/MPS efectuada (Fig. 5) apoyaría en principio la idea de que el origen no fue por flujo en masa, ya que presenta un bajo índice de correlación. Las intercalaciones de areniscas se habrían depositado en el mismo evento pero después de sufrir el flujo una apreciable disminución en su velocidad (Allen, 1981).

VI. Depósitos de corrientes confinadas, de muy alta competencia

Via. Brecha heterométrica de composición variable y soporte de clastos, variando éstos entre gravas y pequeños bloques, mal clasificados y con un índice de redondeamiento bajo a medio. La matriz, tamaño arena a gravilla, varía de escasa a abundante. Las capas, con bases acanaladas y continuidad

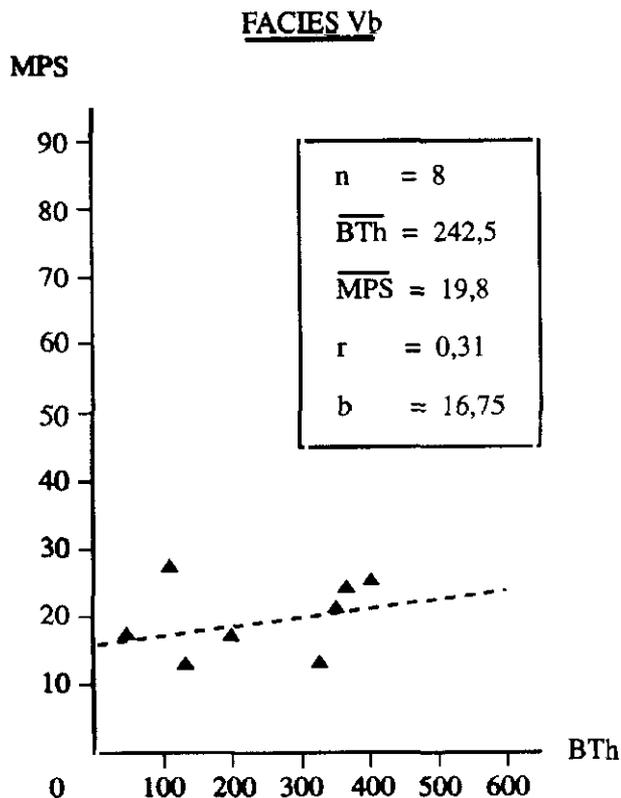


Fig. 5.—Gráfica BTh/MPS, con bajo índice de correlación, atribuidas a flujos de avenida con alta carga de sedimentos y no canalizados (facies Vb).

Fig. 5.—BTh/MPS data from high-concentrated sheet flood deposits of facies Vb.

lateral de orden métrico a decamétrico, tienen espesores entre 0,20 y 5 m., dando su superposición acumulaciones de hasta varias decenas de metros. Esta facies es bastante abundante, apareciendo bien hacia la parte alta de las brechas, en la zona central de la cuenca, o bien ocupando la mayor parte del depósito en el extremo sur de la misma. Se presenta frecuentemente asociada a diversas subfacies areniscosas o de microbrechas. Basándose en las diferencias en composición litológica y grado de orientación de los clastos, así como en el tipo de facies o subfacies asociadas, se pueden establecer las siguientes subfacies:

VI₁. Brechas cuyos clastos derivan fundamentalmente de areniscas cuaríticas y cuarcitas, aunque a veces puede haber igual porcentaje de pizarras e, incluso, llegar a ser estas últimas algo más abundantes; angulosos-subangulosos a subangulosos, estando los bloques algo mejor redondeados. A veces muestran orientación paralela-subparalela a la estratificación, así como gradación positiva e imbricación groseras también ocasionales. Los tamaños máximos varían entre 30 y 75 cm., aunque excepcionalmente puedan ser de tan sólo 20 cm., y los máximos medios entre los 16,2 y 50 cm. Esta subfacies sólo aparece hacia la parte superior de las brechas de la zona central y NE de la cuenca (brechas C, D y E, Fig. 1), interestratificada con areniscas de las facies VIIb o VIId. Esta asociación suele originar acumulaciones de varias decenas de metros de potencia, predominando en ellas las facies brechoides.

VI₂. Brechas de gravas y pequeños cantos de pizarras, mal clasificados y subangulosos a subangulosos-subredondeados, con orientación preferente paralela-subparalela a la estratificación. A veces aparecen en la base pequeños niveles microconglomeráticos y de gravas. Los tamaños máximos están comprendidos entre 10 y 33 cm. (a veces alcanzan 52 cm.) y los máximos medios entre 9 y 31 cm. La matriz, de tamaño arena y gravilla, es abundante pero, normalmente, no impide que los clastos estén en contacto. Es una subfacies relativamente escasa, apareciendo sólo en el extremo S de la cuenca (brecha P, Fig. 1). Se presenta asociada a la subfacies VIb, dando acumulaciones de varias decenas de metros; en ellas se observa además un cierto aumento del grado de redondeamiento de los clastos hacia arriba: desde subangulosos en la parte basal a subangulosos-subredondeados hacia el techo.

La facies VIa se interpreta como originada por flujos de tipo «fluidal» capaces de producir acanalamiento. El bajo índice de correlación que presenta la gráfica BTh/MPS (Fig. 6) parece confirmar el hecho de que no se trata de depósitos formados por algún proceso de flujo en masa. Respecto a la subfacies VI₁, su naturaleza no estratificada, el carácter heterométrico grueso de la matriz, la orientación de los clastos y su ocasional imbricación, indican un origen por corrientes con alta capacidad de transporte (Iwaniw, 1984, 1985; Nemeč & Steel, 1984). Su morfología de canal y su asociación con algún tipo de coladas indicarían una sedimentación en la zona proximal de un relleno de valle (Mack & Rasmussen, 1984).

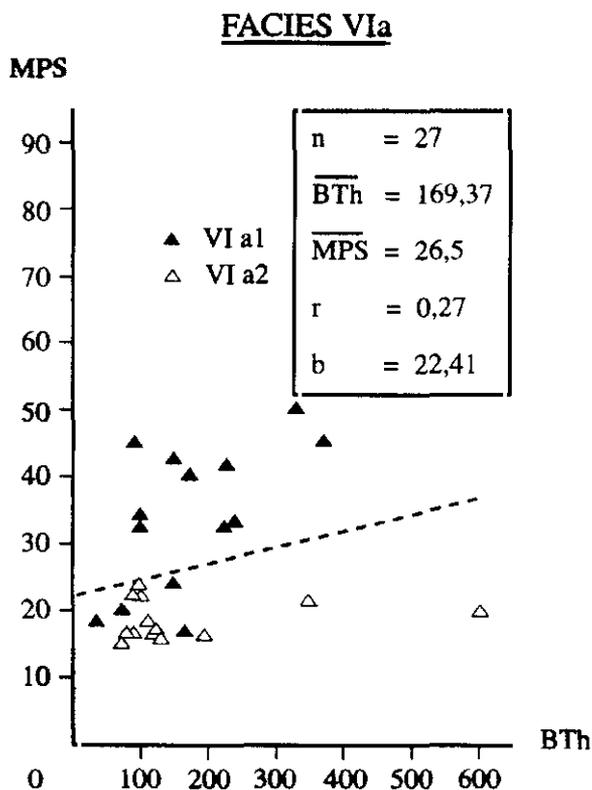


Fig. 6.—Gráfica BTh/MPS de la facies VIa, cuyo bajo valor del índice de correlación descarta el origen por mecanismos de transporte en masa.

Fig. 6.—BTh/MPS graphic from facies VIa that is interpreted as deposited by powerful streams.

La subfacies VIa₂ representa depósitos de menor energía, con una ubicación algo más distal, ya que sus características y su asociación con la subfacies VIb reflejan una mayor evolución sedimentológica. Sin embargo, deben de ser incluidos también en la amplia categoría de los depósitos originados por flujos con alta capacidad de transporte.

VIb. Facies de brechas de gravas y gravillas, alternando con areniscas e interestratos limolíticos o limolítico-arcillosos. Los clastos de las brechas son fundamentalmente de pizarras, subangulosos a subangulosos-subredondeados, y con forma discoidal; la fábrica es totalmente desordenada. La matriz, de tamaño gravilla y en menor medida arena, es abundante o muy abundante. Los sets de gravas, gravillas y areniscas tienen unos espesores máximos de 5 a 10 cm., aunque los primeros llegan a veces hasta los 15 cm., y los interes-

tratos de finos no superan los 3 cm. Las bases son, por lo general, netas y planas, salvo cuando se sitúan directamente sobre otra brecha, en cuyo caso son más irregulares y difusas; las superficies superiores, a su vez, son onduladas y debidas a ripples y megaripples. En los sedimentos más finos aparecen restos vegetales flotados, mientras que en el resto puede haber algún pequeño tronco vegetal no orientado. Los espesores suelen ser de 10 a 40 cm., pero excepcionalmente alcanzan los 1,5 m.; su continuidad lateral, a escala de afloramiento, es escasa. Además, esta facies es habitualmente erosionada por la brecha situada inmediatamente por encima hasta desaparecer en la mayoría de los casos. Sólo aparece en la parte sur de la cuenca (brechas M y P, Fig. 1). Es una facies escasa, apareciendo como intercalaciones delgadas entre otros depósitos brechoides.

Esta facies se habría depositado en un régimen de flujo inferior al que había cuando tuvo lugar la sedimentación de la subfacies VIa₂, con la cual está asociada. Se puede observar frecuentemente una disminución gradual de la energía, ya que se pasa de pequeñas gravas a gravillas y finalmente a areniscas. La presencia de restos vegetales flotados en los sedimentos de grano más fino confirmaría el decaimiento en el régimen de flujo. Los interestratos limolíticos o limolítico-lutíticos confirmaría también el hecho de que la acreción no se produjo en un sólo evento, sino que habría pequeñas interrupciones en la sedimentación o variaciones en las condiciones de depósito.

FACIES DE ARENISCAS

Son de composición variable, de grano muy fino a microconglomeráticas y normalmente heterométricas, aunque a veces están bien clasificadas. Pueden presentar laminación paralela, laminación cruzada, superficies de ripples o megaripples (a veces con capitas coarctadas) y, con menos frecuencia, grano-clasificación normal. También se encuentran restos vegetales no orientados. El espesor de los sets es de 1 a 60 cm., mientras que el total varía entre 5 y 300 cm., aunque generalmente no suelen superar los 75 cm. Aparecen como intercalaciones entre las facies de brechas y conglomerados.

VII. *Depósitos de corrientes en condiciones de régimen de flujo moderado a superior*

VIIa. Areniscas de recubrimiento de capas conglomeráticas o brechoides; constituyen la facies arenosa más frecuente, encontrándose en las localidades B, C, D, E y P (Fig. 1). Son masivas o, menos comúnmente, groseramente laminadas, y tapizan capas de brechas, siendo erosionadas, en algunas ocasiones, por una nueva brecha. Los contactos inferiores son muy irregulares,

mientras que los superiores lo son menos; en este último caso, la irregularidad suele deberse a deformación por algunos cantos de la brecha situada por encima. El tamaño de grano varía entre arena muy fina y muy gruesa, incluso gravilla, predominando el grano fino y medio. Frecuentemente aparecen clastos dispersos de arena más gruesa, gravillas y gravas muy pequeñas. Su espesor está comprendido entre los 5 y 25 cm. Corresponden a un depósito en condiciones de régimen de flujo superior (lecho plano), con velocidades relativamente altas o profundidades de flujo de tan sólo unos cuantos centímetros (McGowen & Groat, 1971; Boothroyd & Ashley, 1975; Miall, 1978; Allen, 1981; Singh, 1984; Kerr, 1984; Decelles, *et al.*, 1987). La presencia ocasional de costras milimétricas endurecidas a techo de las capas indicaría una cierta interrupción en la sedimentación, previa al nuevo aumento de energía.

VIIb. Areniscas lenticulares con base erosiva, muy mal clasificadas y con espesores de estratificación entre 10 y 60 cm. Aparecen en capas aisladas o bien superpuestas cortándose unas a otras; en este último caso, el espesor total puede llegar a los 2,30 m. Su continuidad lateral es de tan sólo unos pocos metros. Suelen presentar una gradación normal, con tamaños de arena más gruesa, gravillas y pequeñas gravas y una peor clasificación hacia la base; excepcionalmente ocurre lo contrario. A veces muestran estratificación cruzada de bajo ángulo, superficies onduladas asimilables a formas del lecho (con una longitud de onda de 50 a 70 cm), o ambas cosas. Sólo aparece, aunque con frecuencia, en la parte alta de varias series del centro de la cuenca (brecha D, Fig. 1), asociada siempre a la subfacies de brechas VIa₁. Su origen es similar al de ésta última: se trataría de pequeños canales someros rellenos por un material fundamentalmente arenoso, cuyo depósito habría tenido lugar de un modo bastante rápido (Heward, 1978b); pero en ocasiones las condiciones serían ligeramente menos energéticas y de ocupación algo más prolongada del canal, como indica la presencia ocasional de estratificación cruzada de bajo ángulo y de formas de lecho.

VIIc. Areniscas mal clasificadas, con potencias de 0,5 a 1,5 m. de espesor y que, o bien están groseramente laminadas y contienen dispersos bastantes clastos de tamaño grava e incluso canto, o bien muestran una alternancia de sets centimétricos de areniscas y de pequeñas gravas con los contactos soldados e irregulares. En este último caso, la estratificación definida puede ser de tipo paralelo o cruzado. Esta facies es escasa, apareciendo sólo hacia el N de la cuenca (brechas B y E, Fig. 1) en una posición estratigráfica alta dentro de las series brechoides. Se interpreta también como un depósito típico de estadios de flujo decrecientes (Iwaniw, 1984, 1985), siendo la variación más gradual que en el caso de las facies anteriores, como lo demuestra la base totalmente transicional y el mayor espesor de la acumulación. Cuando presentan laminación horizontal, la sedimentación tendría lugar bajo régimen superior de lecho plano; sin embargo, cuando se trata de una alternancia de sets areniscosos y de pequeñas gravas es preciso suponer unas características más

energéticas y turbulentas, pero siempre dentro de una sedimentación bastante rápida (Heward, 1978a). Lo que sí parece claro es que tanto los conglomerados o brechas como las areniscas fueron transportados por el mismo flujo (Allen, 1981), aunque con un paso gradual de éste a unas condiciones más fluidas y con profundidades de agua posiblemente cada vez menores.

VIII. Areniscas de grano muy fino y fino, laminadas o masivas, con intercalaciones limolíticas centimétricas. Los sets areniscosos tienen un espesor de 10 a 60 cm. mientras que el depósito total originado por las alternancias puede llegar a los 3 m. Hay abundantes restos vegetales no orientados. Es una facies muy escasa, apareciendo en contacto con la «Serie Superior conglomerático-areniscosa» (brecha L, Fig. 1). Se interpreta como originada fundamentalmente por una corriente laminar (Blissenbach, 1954; Bull, 1963, 1972; Heward, 1978a; Brookfield, 1980; Squires, 1981; Nilsen, 1982; Iwaniw, 1984, 1985). La presencia de intercalaciones limolíticas reflejaría unas condiciones de disminución de energía en estadios de aguas más bajas, con sedimentación por decantación. La existencia ocasional de suave acanalamiento interno puede ser el resultado de erosión de flujos de avenida algo más turbulentos (Iwaniw, 1984, 1985).

VIII. *Depósitos de corrientes en condiciones de régimen de flujo inferior*

VIII. Areniscas de grano muy fino a medio, excepcionalmente con gravillas y pequeñas gravas dispersas, formadas por la superposición de trenes de ripples; el espesor total de las capas va de 0,15 a 1 m. En las superficies de los ripples se observa a veces una capita endurecida de aproximadamente 1 mm. Los contactos inferiores de las capas son netos algo irregulares o, incluso, suavemente erosivos. Son frecuentes las intercalaciones limolíticas o limolítico-arcillosas. Esta facies es frecuente en varias series de la parte E de la cuenca (brechas D, E, F y P, Fig. 1). Se formaría en momentos de decaimiento en las condiciones energéticas del flujo, dentro del campo de existencia de los ripples (Simons, Richardson & Norton, 1965; Southard, 1975; Miall, 1977; Harms, Southard & Walker, 1982). Las delgadas intercalaciones de sedimentos finos se originarían, por decantación, en condiciones mínimas de energía, mientras que las costras milimétricas a techo de algunas superficies de ripples indicaría una ligera interrupción en la sedimentación.

FACIES FINAS

IX. Las granulometrías más finas corresponden tan sólo a una facies. Está formada por fangos masivos limolítico-areniscosos, fangoso-areniscosos o limolítico-lutíticos, de espesores centimétricos, que presentan fuertes colores

amarillentos de alteración, bien en su totalidad o sólo en la parte superior. Contienen a veces algunos clastos dispersos de tamaño gravilla y grava menor de 1 cm. Únicamente se ha podido identificar a techo de algunas capas brechoides con matriz areniscoso-fangosa (brechas K y P, Fig. 1). Dadas sus características, sobre todo sus bases netas y su total similitud con la matriz de los depósitos brechoides infrayacentes, lo más probable es que se trate de pequeños niveles depositados por el mismo flujo que originó las coladas fluídas, pero después de que dicho flujo sufriese un cierto amortiguamiento. Los tonos amarillentos representan una meteorización superficial, antes del depósito de la siguiente colada; así pues, podrían equipararse estos depósitos a paleosuelos.

ASOCIACIONES DE FACIES

Las brechas descritas son, como se acaba de indicar, debidas en su mayoría a mecanismos de transporte en masa o de tipo intermedio y fueron depositadas, fundamentalmente, en las zonas proximales de una serie de estrechos paleovalles (Peláez Fernández & Corrales 1993). Sin embargo, aparecen algunas diferencias entre las asociaciones de facies, especialmente en la parte basal de los rellenos. Esto es debido a varias causas, entre las que cabe destacar: 1) El distinto encajamiento de los paleovalles, que provoca la aparición de profundidades muy variables entre unos y otros. 2) La diferente conservación de los rellenos; así mientras algunos paleovalles han conservado su parte más proximal, en otros estas zonas han sido erosionadas, presentando por tanto un predominio de facies relativamente más distales.

Dada la falta de buenos afloramientos no se puede precisar con detalle las asociaciones de facies y su evolución temporal y espacial. No obstante se pueden dar algunas precisiones. Así, en el paleovalle I (Fig. 1), que es el más importante y el que presenta una mejor calidad de afloramiento, las facies de depósitos de ladera retrabajados por flujos más fluidales (IIa) son las más frecuentes, apareciendo en la casi totalidad de las series levantadas; hacia el techo pasan a facies originadas por corrientes de alta competencia (VIa), que a su vez son sucedidas por depósitos de flujos no canalizados (Vb), los cuales van haciéndose más importantes en las zonas más distales del paleovalle.

Una asociación similar se observa en el paleovalle II (Fig. 1), pero en este caso entre las facies de alta competencia y las de flujos no canalizados se intercalan barras debidas a flujos hiperconcentrados (Vb); es de señalar, no obstante, que las facies facies IIa, en este paleovalle, son algo más distales que en el anterior (I), debido probablemente a que las zonas más proximales fueron erosionadas, como ya se indicó más arriba. En el resto de las localidades estudiadas, aunque la sucesión estratigráfica aflora en peores condiciones todo parece indicar que sigue las mismas pautas.

Respecto al resto de las facies se pueden constatar los hechos siguientes: 1) Las coladas sin cohesión (IVa y b) evolucionan, valle abajo, unas veces a facies canalizadas de alto poder de transporte (VIa), mientras que en otras están relacionadas con depósitos de flujos no canalizados. 2) Las escasas facies de coladas cohesivas (IIIa) pasan, a su vez, a las de corrientes laminares. 3) Finalmente, los depósitos de ladera (Ia), a pesar de las características morfológicas y petrográficas de los paleovalles, son muy poco frecuentes, debido probablemente a haber sido retocados por flujos, lo que quedaría reflejado en la gran abundancia, ya señalada, de las facies IIIa. 4) Por lo que se refiere a los sedimentos más finos, se observa que su presencia se va incrementando hacia las zonas más distales, disminuyendo la energía de las corrientes que las originaron en este mismo sentido.

De lo anterior, y para las facies brechoides, se puede decir que los mecanismos de transporte en masa, son sustituidos, tanto espacial como temporalmente, por corrientes de muy alta competencia que, a su vez, pasan a flujos no canalizados.

CARACTERÍSTICAS PALEOCLIMÁTICAS

Destaca en estos depósitos la escasez de sedimentos debidos a coladas cohesivas, a pesar de que gran parte del basamento está constituido por pizarras del Precámbrico, y su restricción a determinados puntos basales del margen menos activo de la cuenca, es decir, el oriental. Esto lleva a pensar que el clima reinante en la región durante la sedimentación estefaniense no era árido o semiárido, sino por el contrario uno caracterizado por la alternancia de estaciones de fuertes lluvias alternando con otras secas. Apoyan esta hipótesis los siguientes argumentos:

1) Los depósitos originados por coladas cohesivas, teóricamente relacionados con el borde tectónicamente menos inestable, presentan una típica coloración rojo-violácea debida a la presencia de hematites. Facies muy similares a esta fueron estudiadas por Oele & Mabesoone (1963) e Iwaniw (1984, 1985) en el Cantabriense del NE de León, llegando a la conclusión de que su origen era primario y asociado con la meteorización de suelos lateríticos. De acuerdo con esto, dedujeron una sedimentación en un clima tropical húmedo. De todas formas, en la mayor parte de la cuenca de Cangas de Narcea, y sobre todo hacia la zona de mayores relieves (zona NO), predominaría ampliamente la meteorización física.

2) La presencia de un número bastante abundante de depósitos areniscos o de finos, a techo de las capas brechoides o conglomeráticas, formando típicas secuencias normales de orden métrico, estaría relacionada con etapas de amortiguamiento del flujo dentro de una actividad torrencial periódica (Wagner, Villegas & Fonollá, 1969) relacionada con una alternancia de esta-

ciones húmedas y secas (Iwaniw, 1984, 1985). Por otra lado, la aparición de costras en bastantes niveles areniscosos (relacionadas con períodos de estiaje) o de tan sólo un ligero enrojecimiento producto probablemente de una meteorización post-deposicional (Heward, 1978a), parece apoyar la existencia de ligeras detenciones en la sedimentación. Estas interrupciones posibilitarían una alteración meteórica originada en condiciones más bien secas y, por tanto, relacionada con un clima que se podría definir como estacional (Singh, 1984).

3) El que aparezcan restos vegetales identificables en algunas facies de no demasiada energía dentro de una asociación sedimentaria dominada por depósitos de flujo en masa, aunque su número no sea muy elevado, es algo poco común y señala con más probabilidad hacia un ambiente tropical húmedo (Iwaniw, 1984, 1985). Además, para que los vegetales se desarrollen y se conserven en la superficie como restos flotados, se requiere la presencia de una cierta lámina de agua, originada quizás por lluvia abundante (Heward, 1978a).

4) La presencia de depósitos originados por flujos con elevada capacidad de transporte y por corrientes laminares o en manto («sheetfloods»), los cuales, aunque más comunes en ambientes climáticos áridos y semi-áridos (Bull, 1964, 1972; Denny, 1965, Hooke, 1967), también se generan en ambientes aluviales de regiones con climas marcadamente estacionales.

En resumen, si tenemos en cuenta todas las indicaciones señaladas por los diversos criterios paleoambientales vistos, lo más lógico sería suponer la existencia de un clima tropical caracterizado por épocas de fuertes lluvias alternando con otras más secas. Esta conclusión parece conducir, por otro camino, a los mismos resultados que se obtuvieron al hacer las reconstrucciones paleomagnéticas para el Carbonífero-Pérmico (Smith, Briden & Drewry, 1973; Turner & Tarling, 1975; Tarling, 1985), y que sitúan a España dentro del cinturón tropical.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, P. A. (1981), «Sediments and processes on a small stream-flow dominated, Devonian alluvial fan, Shetland Islands», *Sedimentary Geol.*, 29, 31-66.
- BLISSENBACH, E. (1954), «Geology of alluvial fans in semiarid regions», *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, 175-190.
- BLUCK, B. J. (1967), «Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding», *Scott. J. Geol.*, 3, 139-167.
- BOOTHROYD, J. C. y ASHLEY, G. H. (1975), «Process, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska», en *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, A. V. Jopling y B. C. McDonald (eds.), *S.E.P.M.*, Spec. Publ., 23, 193-222.
- BROOKFIELD, M. E. (1980), «Permian intermontane basin sedimentation in Southern Scotland», *Sedimentary Geol.*, 27, 167-194.

- BULL, W. B. (1963), «Alluvial-fan deposits in western Fresno County, California», *J. Geol.*, 71, 243-251.
- (1964), «Alluvial fans and near surface subsidence in western Fresno County, California», *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 437-A.
- (1972), «Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record», en *Recognition of ancient sedimentary environments*, J. K. Rigby y W. K. Hamblin (Eds.), *S.E.P.M.*, Spec. Publ., 16, 63-83.
- CARBALLEIRA, ALLERIA, J., CORRALES, I., FLOR, G., CORROCHANO, A., POL, C. y MANJÓN, M. (1983), «Distribución y evolución de las facies sedimentarias del Estefaniense de Rengos (Asturias)», *Comunicaciones X Congr. Nac. Sedimentología*, Menorca 1983, Resúmenes, 1.31-1.33.
- CORRALES, I. y PELÁEZ, J. R. (1968), «La sedimentación marginal en la cuenca Estefaniense de Villablino (León)», *Brev. Geol. Astúrica*, IX, 33-54.
- CORRALES, I., CARBALLEIRA, J., POL, C., MANJÓN, M., FLOR, G. y CORROCHANO, A. (1981), «Informe sedimentológico-estratigráfico de las cuencas estefanienses de Tineo, Cangas de Narcea y Rengos», Realizado para E.N.A.D.I.M.S.A. (inédito).
- CORRALES, I., POL, C., CORROCHANO, A., FLOR, G., CARBALLEIRA, J. y MANJÓN, M. (1983), «Megasecuencias fluviales en el Estefaniense de Cangas de Narcea (Asturias)», *Comunicaciones X Congr. Nac. Sedimentología*, Menorca, 1983, Resúmenes, 1.28-1.30.
- DECELLES, P. G., TOLSON, R. B., GRAHAM, S. A., SMITH, G. A., INGERSOLL, R. V., WHITE, J., SCHMIDT, C. J., RICE, R., MOXON, I., LEMKE, L., HANDSCHY, J. W., FOLLO, M. F., EDWARDS, D. P., CAVAZZA, W., CALDWELL, M. y BARGAR, E. (1987), «Laramide thrust-generated alluvial-fan sedimentation, sphinx conglomerate, southwestern Montana», *A.A.P.G. Bull.*, 71 (2), 135-155.
- DENNY, C. S. (1965), «Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada», *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 466, 62 pp.
- ENOS, P. (1977), «Flow regimes in debris flow», *Sedimentology*, 24, 133-142.
- GLOPPEN, T. G. y STEEL, R. J. (1981), «The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan delta bodies (Devonian Norway): a study in the significance of bedding sequence in conglomerates», en *Recent and ancient non-marine depositional environments: Models for exploration*, F. G. Ethridge y R. M. Flores (Eds.), *S.E.P.M.*, Spec. Publ., 31, 49-69.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B. y WALKER, R. G. (1982), «Structures and sequences in clastic rocks», *S.E.P.M.*, *Short Course*, 9, 394 p.
- HEWARD, A. P. (1978 a), «Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain», en *Fluvial sedimentology*, A. D. Miall (Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 5, 669-702.
- (1978 b), «Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain», *Sedimentology*, 25, 451-488.
- HOOKE, R. Le B. (1967), «Processes on Arid-Region Alluvial Fans», *J. Geol.*, 75, 438-460.
- IWANIW, E. (1984), «Lower Cantabrian basin margin deposits in NE León, Spain—a model for valley-fill sedimentation in a tectonically active, humid climatic setting», *Sedimentology*, 31, 91-110.

- (1985), «The sedimentology of Lower Cantabrian Basin Margin deposits in NE León, Spain», en *Papers on the Iberian Peninsula (Sedimentology, Stratigraphy, Paleontology, Tectonics and Geochronology)*, M. J. Lemos de Sousa y R. H. Wagner (Eds.), 49-115; reed. *An. Fac. Cienc., Suppl.*, vol. 64, Porto, 1983.
- JOHNSON, A. M. (1970), *Physical processes in geology*, Freeman, Cooper and Company, San Francisco, 577 pp.
- KERR, D. R. (1984), «Early Neogene continental sedimentation in the Vallecito and Fish Creek Mountains, western Salton Trough, California», *Sedimentary Geol.*, 38, 217-246.
- KRUMBEIN, W. C. y SLOSS, L. (1955), *Stratigraphy and Sedimentation*, Freeman, Cooper and Co, San Francisco, 497 p.
- LARSEN, V. y STEEL, R. J. (1978), «The sedimentary history of a debris-flow dominated Devonian alluvial fan —a study of textural inversion», *Sedimentology*, 25, 37-59.
- LOTZE, F. (1958), «Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums», *Geologie*, 7, 727-750. (Traducido por J. Gómez de Llarena: «Sobre la estratigrafía del Cámbrico español», *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 61, 131-174.).
- LOWE, D. R. (1976), «Grain flow and grain flow deposits», *Jour. Sed. Petrology*, 46, 188-199.
- (1979), «Sediment gravity flows: I. their classification and some problems of application to natural flows and deposits», en *Geology of continental slopes*, L. J. Doyle y O. H. Pilkey (Eds.), *S.E.P.M.*, Spec. Publ. 27, 75-82.
- MACK, G. H. y RASMUSSEN, K. A. (1984), «Alluvial-fan sedimentation of the Cutler Formation (Permo-Pennsylvanian) near Gateway, Colorado», *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 109-116.
- MARCOS, A. (1973), «Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)», *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 6.
- MCGOWEN, J. H. y GROAT, C. G. (1971), «Van Horn Sandstone, west Texas: an alluvial fan model for mineral exploration», *Bur. Econ. Geol. Texas, Rept. Invest.* 72, 57 pp.
- MIALL, A. D. (1977), «A review of the braided river depositional environment», *Earth-Sci. Rev.*, 13, 1-62.
- (1978), «Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary», en *Fluvial sedimentology*, A. D. Miall (Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 5, 597-604.
- NEMEC, W. y STEEL, R. J. (1984), «Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits», en *Sedimentology of gravels and conglomerates*, E. H. Koster R. J. Steel (Eds.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 10, 1-31.
- NEMEC, W., POREBSKI, S.J. & STEEL, R. J. (1980), «Texture and structure of resedimented conglomerates —examples from Ksiaz Formation (Famenian-Tournaisian), southwestern Poland», *Sedimentology*, 27, 519-538.
- NILSEN, T. H. (1982), «Alluvial fan deposits», en *Sandstone depositional environments* P. A. Scholle y D. R. Spearing (Eds.), *A.A.P.G.*, Mem., 31, 49-86.
- OELE, M. y MABESONE, J. M. (1963), «Origin of the Stephanian red beds in the Oejo basin», *Leidse Geol. Meded.*, 28, 377-388.

- PARGA, J. R. y LUQUE, C. (1971), «Las series del Cámbrico y Eocámbrico en la cordillera Cantábrica», *Bol. Geol. Min.*, 82, 310-320.
- PELÁEZ FERNÁNDEZ, J. I. y CORRALES, I. (1993), «Los paleovalles estefanienses de Cangas de Narcea (Asturias, NO de España)», *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 19-15-28.
- POREBSKI, S. J. (1984), «Clast size and bed thickness trends in resedimented conglomerates: examples from a Devonian fan-delta succession, southwest Poland», en *Sedimentology of gravels and conglomerates*, E. H. Koster y R. J. Steel (eds.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 10, 399-411.
- POSTMA, G. (1986), «Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation», *Geology*, 14, 291-294.
- SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V. y NORTON, C.F., Jr. (1965), «Sedimentary structures formed by flow in alluvial channels», en *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, G.V. Middleton (ed.), *S.E.P.M.*, Spec. Publ., 12, 34-52.
- SINGH, S. P. (1984), «Fluvial sedimentation of the Proterozoic Alwar Group in the Lalgahar graben, northwestern India», *Sedimentary Geol.*, 39, 95-119.
- SMITH A. G., BRIDEN, J. C. y DREWRY, G. E. (1973), «Phanerozoic world maps», en *Organisms and continents through time*, A. D. Miall (Ed.), *Special Papers in Palaeontology*, 12, 1-42.
- SMITH G. A. (1986), «Coarse-grained non marine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process», *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1-10.
- SOUTHARD, J. B. (1975), «Bed configurations», en *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*, J. C. Harms, J. B. Southard, D. R. Spearing y R. G. Walker (eds.), *S.E.P.M.*, Short Course, 2, 5-43.
- SQUIRES, R. L. (1981), «A transitional alluvial to marine sequence: the Eocene Lajas Formation, Southern California», *Jour. Sed. Petrol.*, 51, 923-938.
- STEEL, R. J. (1974), «New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean province, Scotland», *Jour. Sed. Petrology*, 44, 336-357.
- TARLING, D. H. (1985), «Carboniferous reconstructions based on paleomagnetism», *Xème Congr. Int. Stratigraphie et Géologie du Carbonifère*, Madrid, 1983, 4, 153-162.
- TURNER, P. y TARLING, D. H. (1975), «Implications of new paleomagnetic results from the Carboniferous system of Britain», *Jour. Geol. Soc. London*, 131, 469-488.
- VIRGILI, C. y CORRALES, I. (1966), «Las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias», *Acta Geol. Hispánica*, I, 4, 3-7; *Reed. Revista de la Facultad de Ciencias*, VII, 2, 69-77, Oviedo.
- WALKER, R. G. (1975), «Conglomerate: sedimentary structures and facies models. In: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences», *S.E.P.M.*, *Short Course* 2, 133-161.
- WAGNER, R. II., VILLEGAS, F. G. y FONOLLÁ, F. (1969), «Description of the lower Cantabrian stratotype near Tejerina (León, NW Spain)», *C.R. 6ème Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère*, 1, 115-138.
- WELLS, N. A. (1984), «Sheet debris flow and sheetflood conglomerates in Cretaceous cool-maritime alluvial fans, South Orkney Islands, Antarctica», en *Sedimentology of gravels and conglomerates*, E. H. Koster y R. J. Steel (Eds.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 10, 133-145.

WENTWORTH, C. K. (1922), «A scale of grade and clase terms for clastic sediments», *J. Geol.*, 30, 377-392.

(Este trabajo ha sido realizado en el marco del Proyecto PB 86/0211 de la CAYCIT)

Manuscrito recibido: 29-6-1996.

Manuscrito aceptado: 20-8-1996.