

ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD INFERIOR DEL PÉRMICO DEL SECTOR ATIENZA-UJADOS (BORDE NORESTE DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

F. Pérez Mazarío (1)

(1) Dpto. Estratigrafía. Facultad de CC., Geológicas, Universidad Complutense. 28040 MADRID.

RESUMEN

En base a datos estratigráficos, tectónicos y sedimentológicos se analizan materiales pérmicos situados en la intersección de la Cordillera Ibérica (Rama Castellana) y el Sistema Central Español.

Tales materiales están representados por vulcanitas y rocas detríticas, estas últimas depositadas en un ambiente de abanico aluvial. En conjunto presentan una notable complejidad de afloramiento.

Los criterios mencionados permiten interpretar la zona como tectónicamente activa durante el Pérmico de modo que tanto el movimiento de bloques como la actividad volcánica modifican las pautas de sedimentación de los materiales detríticos, sus direcciones de paleocorriente y la propia dirección de flujo de las coladas volcánicas.

Palabras clave: Pérmico, Sistema Central, Litoestratigrafía, Correlación, Rocas volcánicas.

ABSTRACT

Permian materials placed in the intersection of Iberian Range (Castellana Branch) and Spanish Central System are analysed from stratigraphic, tectonic, sedimentological and paleocurrent data.

Such materials, vulcanites and clastic rocks, these latter ones representing an alluvial fan environment, show a large structural complexity in outcrop.

The criteria mentioned above allow us to infer for this area a certain tectonic activity during Permian times, that modified and altered the sedimentation of clastic materials, their paleocurrent trends and the flood patterns of volcanic emissions.

Key words: Permian, Central System, Lithostratigraphic units, Correlation, Volcanic rocks.

Pérez Mazarío, F. (1990): Estratigrafía de la unidad inferior del Pérmico del sector Atienza-Ujados (Borde Noreste del Sistema Central Español). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 307-322.

Pérez Mazarío, F. (1990): Stratigraphy of the Lower Permian unit in the Atienza-Ujados area (Northeastern Edge of Spanish Central System). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 307-322.

1. INTRODUCCIÓN

La zona objeto de estudio está situada al Noroeste de la Provincia de Guadalajara, en el sector donde se produce la intersección de la Cordillera Ibérica y el Sistema Central (Fig. 1-A).

Se analizan materiales pérmicos, tanto volcánicos como detríticos, cuya extensión aproximada es de 40 km². Estos materiales afloran entre las localidades de Atienza y Ujados en dirección Este-Oeste y entre el paralelo de Hijes y el de la aldea de La Miñosa en dirección Norte-Sur (Fig. 1-B).

A su vez, pueden establecerse dos sectores de estudio dentro de la zona: occidental, entre Ujados y Cañamares, en el que los materiales presentan una dirección de afloramiento Noroeste-Sureste, y oriental, entre Cañamares y Atienza, con predominio de las direcciones de afloramiento Norte-Sur (Fig. 1-C).

Esta zona ha sido motivo de numerosas publicaciones, como las de Palacios (1879), Schröder (1929), Lotze (1929), Kindelan (1931), Pinilla *et al.* (1970) y Soers (1972), trabajos antiguos en los que en conjunto se atribuyen al Triásico los afloramientos pérmicos de esta zona.

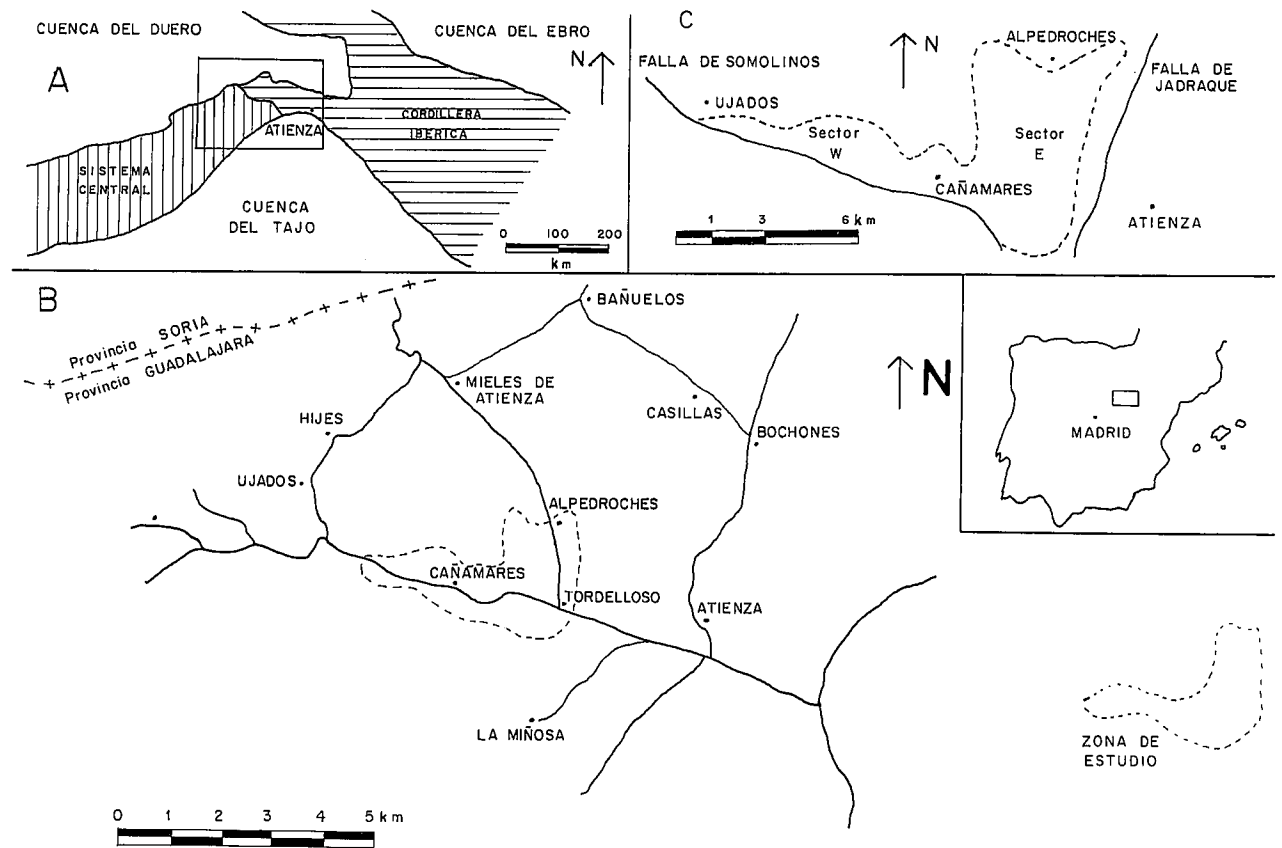


Fig. 1.-Situación geográfica de la zona estudiada.
Fig. 1.-Geographic situation of studied area.

Es a partir de los trabajos de Hernando (1973) y Virgili *et al.* (1973) cuando se consignan como pertenecientes al Pérmico los materiales citados. Durante este periodo se realizan estudios sedimentológicos generales: Arche *et al.* (1975); de minerales pesados: Hernando *et al.* (1976); monografías en las que se abordan problemas litoestratigráficos, cronoestratigráficos, sedimentológicos y tectónicos con realización de cartografía detallada: Hernando (1977); e incluso se procede a la datación de las rocas volcánicas por métodos isotópicos (Hernando *et al.*, 1980).

El objetivo fundamental de este trabajo radica en conseguir una correlación afinada de los materiales pérmicos entre los dos sectores citados, así como establecer las causas posibles que dan lugar a las diferencias estratigráficas, estructurales y de afloramiento entre los materiales del sector oriental y occidental.

2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Hernando (1973) establece la primera clasificación en unidades litoestratigráficas informales de los materiales pérmicos de la zona. Más tarde, Hernando (1980) define tres unidades litoestratigráficas, también informales, e introduce ligeras modificaciones respecto a la primera clasificación:

- P.1. Andesitas, lutitas y areniscas.
- P.2. Lutitas y conglomerados de Alpedroches.
- P.3. Lutitas, areniscas y conglomerados de Cañamares.

y no efectúa distinciones, en el caso de la primera unidad, entre los afloramientos occidentales y orientales, dividiéndola en cuatro subunidades (Tabla 1):

- P.1.1. Andesitas del Paraje de la Castellana.
- P.1.2. Lutitas y areniscas del Barranco de Valdegómez.
- P.1.3. Andesitas de Cañamares.
- P.1.4. Lutitas y areniscas del Barranco de Peñas

Posteriormente, estudios más detallados plantearon dudas acerca de la validez de esta división en cuatro subunidades para ambos sectores. Por ello, y a la vista de la complejidad estructural del sector oriental, se planteó una metodología de trabajo y una nomenclatura distintas para esa primera unidad, manteniendo las unidades de Hernando (1980) en lo que se refiere a P.2. y P.3. (Tabla 2).

Así, en el sector occidental se observa una clara concomitancia entre las subunidades de Hernando (1980) y las nuestras (siempre para la unidad P.1.) mien-

P. 3.	LUTITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE CAÑAMARES		P. 3.
P. 2.	LUTITAS Y CONGLOMERADOS DE ALPEDROCHES		P. 2.
P. 1.	LUTITAS Y ARENISCAS	LUTITAS Y ARENISCAS DEL BARRANCO DE PEÑAS BLANCAS	P.1.4.
		ANDESITAS DE CAÑAMARES	P.1.3.
		LUTITAS Y ARENISCAS DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ	P.1.2.
		ANDESITAS DEL PARAJE DE LA CASTELLANA	P.1.1.
		P. 1.	

Tabla 1. Unidades litoestratigráficas definidas y utilizadas por Hernando (1980). Obsérvese la inexistencia de diferenciación entre sectores puesto que los cuadros que afectan a la unidad P.1. no son indicativos de los sectores occidental ni oriental.

Table 1. Lithostratigraphic units defined and used by Hernando (1980). Note that there is not differentiation between sectors because vertical line marked limits in the P.1. unit aren't concerning subdivision of sectors.

SECTOR OCCIDENTAL		SECTOR ORIENTAL			
P. 3.	LUTITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE CAÑAMARES				P. 3.
P. 2.	LUTITAS Y ARENISCAS DE ALPEDROCHES				P. 2.
P. 1. (ANDESITAS, LUTITAS Y ARENISCAS DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ)	P.1.D.2	LUTITAS Y ARENISCAS SUPERIORES DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ	LUTITAS Y ARENISCAS DE LA CASTELLANA	P.1.D.	P. 1. (ANDESITAS, LUTITAS Y ARENISCAS DE LA CASTELLANA)
	P.1.V.2.	ANDESITAS SUPERIORES DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ			
	P.1.D.1.	LUTITAS Y ARENISCAS INFERIORES DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ			
	P.1.V.1.	ANDESITAS INFERIORES DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ			

Tabla 2. Unidades litoestratigráficas propuestas en este trabajo.
Table 2. Suggested lithostratigraphic units in this paper.

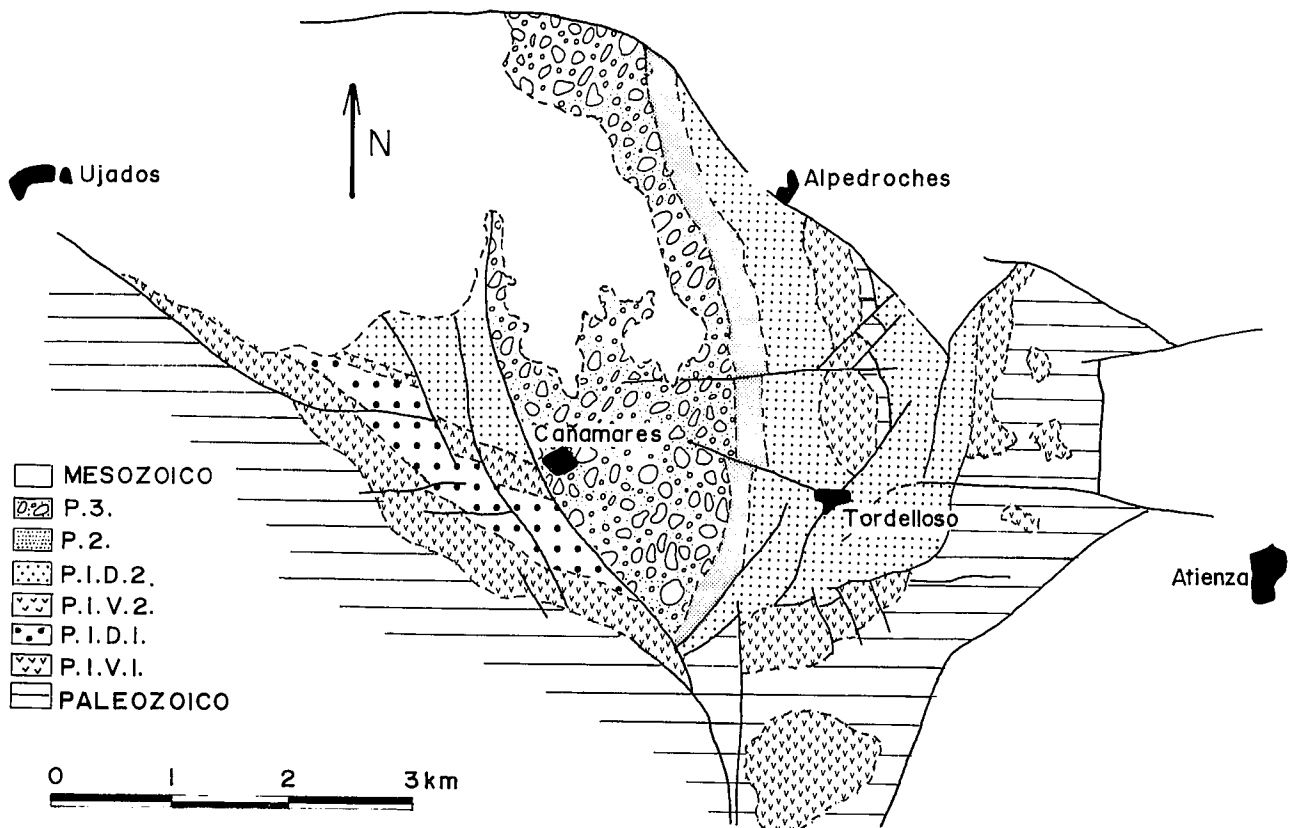


Fig. 2.-Mapa geológico esquemático. Unidades litoestratigráficas pérmicas: - P.1.V.1.: Andesitas inferiores del Barranco de Valdegómez. - P.1.D.1.: Lutitas y areniscas inferiores del Barranco de Valdegómez. - P.1.V.2.: Andesitas superiores del Barranco de Valdegómez (equivalente a Andesitas de La Castellana -P.1.V.). - P.1.D.2.: Lutitas y areniscas superiores del Barranco de Valdegómez (equivalente a Lutitas y areniscas de La Castellana -P.1.D.). - P.2.: Lutitas y areniscas de Alpedroches. - P.3.: Lutitas y conglomerados de Cañamares.

Fig. 2.-Schematic geological map. Permian lithostratigraphic units: - P.1.V.1.: Barranco de Valdegómez lower mudstones and sandstones. - P.1.V.2.: Barranco de Valdegómez upper andesites (equivalent to La Castellana andesites - P.1.V.). - P.1.D.2.: Barranco de Valdegómez upper mudstones and sandstones (equivalent to La Castellana mudstones and sandstones - P.1.D.). - P.2.: Alpedroches mudstones and sandstones. P.3.: Cañamares mudstones and conglomerates.

tras que en el sector oriental hemos introducido diferencias en cuanto al número de subunidades y su situación estratigráfica (Tabla 1 y Fig. 2). A continuación se expone una sucinta descripción de las unidades, teniendo en cuenta las peculiaridades citadas para la unidad inferior. En cuanto a la descripción de las facies se utiliza la nomenclatura de Miall (1978).

2.1. UNIDAD P.1.

2.1.1. Sector Occidental.

En este sector la unidad presenta un espesor medio de 750 m y se divide en cuatro subunidades:

2.1.1.1. Subunidad P.1.V.1. Andesitas inferiores del Barranco de Valdegómez.

Corresponde a la subunidad P.1.1. de Hernando (1980). Son andesitas de tonos verdosos, ocasionalmente negras, con fenocristales de feldespato y granate incluidos en una pasta vítrea. Aparecen groseramente estratificadas y siempre discordantes sobre pizarras y cuar-

citaz preestefanienses. Se ha determinado para esta unidad un espesor máximo de 235 m y un espesor mínimo de 58 m, situándose el espesor medio entre los 150 y los 200 m. Se denota una disminución de espesor notable desde el Sureste hacia el Noroeste. A lo largo de su extensión apenas se observan variaciones composicionales. Su edad, determinada por datación isotópica (Hernando *et al.*, 1980) se sitúa en 287 ± 12 millones de años (Estefaniense superior o Pérmico inferior).

2.1.1.2. Subunidad P.1.D.1. Lutitas y areniscas inferiores del Barranco de Valdegómez.

Corresponde a la subunidad P.1.2. de Hernando (1980). Constituida en su parte inferior por una alternancia de materiales vulcanosedimentarios y lutitas. En la parte media y superior pasa a areniscas blancas y violáceas con estratificación cruzada de surco en potentes paquetes que alternan con lutitas masivas. Los niveles superiores aparecen afectados por la colada volcánica suprayacente. Las potencias máxima, mínima y media son 246 m, 140 m y 200 m, respectivamente, situándose los espesores máximos hacia el Sureste y los mínimos hacia el Noroeste. Es concordante con las subuni-

dades inferior y superior. Dentro de esta subunidad se han establecido las siguientes asociaciones de facies (Fig.3-A):

Asociación de facies I.

Los materiales que componen esta asociación son brechas volcánicas no granosostenidas, con abundante matriz de alto contenido en productos volcánicos. Los cantos presentan picoteados indicativos de transporte tractivo, esto es, se trata de materiales volcanosedimentarios en los que si bien la naturaleza de los materiales es volcánica, los procesos posteriores, responsables de su sedimentación, son netamente epigénicos. El segundo miembro de la asociación está representado por lutitas en cuya composición hay abundantes huellas de su génesis volcanosedimentaria: presencia de vidrio volcánico, grandes cristales volcánicos incluidos dentro de la masa arcillosa.

Se trata de acumulaciones locales relacionadas con los materiales volcánicos infrayacentes (P.I.V.1.), producidos por derrubios o coluviones generados a partir de la paleotopografía resultante de las emisiones volcánicas.

Smith (1987) resalta la importancia de los procesos de *debris-flow* y de flujos hiperconcentrados en zonas con emisiones volcánicas cercanas de tipo piroclástico. Tales materiales, poco consolidados, permiten fácilmente su erosión y dan lugar a importantes procesos del tipo citado.

Asociación de facies II.

Esta asociación está constituida en su parte inferior por facies conglomeráticas granosostenidas que presentan cantos picoteados con imbricación difusa. Aparecen dispuestas en cuerpos con neta geometría canalizada. El segundo término de la asociación consiste en areniscas con estratificación cruzada de surco y tendencia granodecreciente, estructuradas en *sets* separados por cicatrices y pasadas de cantos. Las areniscas presentan también una neta geometría de relleno de canal con la particularidad de que la relación profundidad/anchura es muy alta: para geometrías con anchuras no superiores a los 15 m se han medido espesores de 6-8 m. Asimismo, se advierten huellas de desecación discontinuas a techo de las facies arenosas, que, ocasionalmente, pueden ser masivas.

La existencia de facies conglomeráticas con bases canalizadas, aparentemente masivas o con imbricación difusa, dispuestas en *sets* de reducido espesor, sugiere el desarrollo inicial de barras longitudinales en cursos de tipo *braided* muy proximales (Miall, 1977; Steel y Aasheim, 1978). Por otra parte, la escasa continuidad lateral de los depósitos junto con su elevado espesor son indicativos de sedimentación en canales *braided* de alto gradiente y, posiblemente efímeros, con grandes fluctuaciones en su descarga (Blair, 1987).

Los términos arenosos, separados por cicatrices y pasadas de cantos, reflejan un relleno de canal de tipo multiepisódico, por migración de *megaripples*. La mayor parte de las estratificaciones cruzadas de surco en

los términos arenosos de un canal de tipo *braided* resultan de la migración de *megaripples* y no están relacionados con la formación de barras (Boothroyd y Ashley, 1975; Miall, 1977; Turner, 1983; Smith, 1987).

Así pues, esta asociación puede asignarse a un subambiente con predominio de canales *braided* efímeros y de alto gradiente en los que la formación de barras se ve abortada por la discontinuidad de flujo, cuyas progresivas disminuciones de energía dan lugar a impulsos de sedimentación, separados temporalmente, en los que se desarrollan rellenos de canal por migración de *megaripples*. Ocasionalmente esos impulsos dan lugar a areniscas masivas o difusamente laminadas que son consecuencia de la disminución repentina de la energía de una corriente que arrastra gran concentración de materiales (Steel *et al.*, 1977).

Asociación de facies III.

Esta asociación de facies está constituida por términos arenosos de espesor no superior a 1,50 m, con estratificación cruzada de surco, neta geometría de canal y tendencias granodecrecientes. Asimismo, las arenas presentan niveles endurecidos con costras carbonatadas de entre 2 y 5 cm de espesor, generalmente a techo de los paquetes arenosos, que dan paso a lutitas con muy delgadas intercalaciones arenosas que también presentan costras carbonatadas. Las lutitas, por su parte, muestran concreciones carbonatadas de carácter discontinuo en forma de nódulos de tonos blancos y verdosos.

Esta asociación está relacionada con subambientes de canales secundarios que se rellenan a consecuencia de la migración de *megaripples*. Estos canales secundarios únicamente transportan materiales en períodos de alta energía permaneciendo durante el resto del tiempo inactivos lo que da lugar a la formación de charcas en las que se ve favorecida la precipitación de las sustancias carbonatadas. Asimismo, se producen decantaciones de lutitas que presentan también similares características a las de zonas de *pans* terminales en canales de corrientes efímeras o en cuerpos de aguas temporales formadas entre las zonas de intercanal adyacentes (Ward, 1988).

La abundancia de finos, el escaso desarrollo de las facies canalizadas así como la baja energía y discontinuidad en los mecanismos de sedimentación de estos canales, y la presencia de niveles con encostramientos carbonatados son indicativos de que el subambiente citado está relacionado con zonas distales de una orla aluvial relativamente poco canalizada en el contexto de un ambiente con precipitaciones esporádicas e intensa evaporación.

Asociación de facies IV.

Esta asociación de facies está constituida por paquetes arenosos con tendencia granocreciente, de aspecto noduloso y con abundantes cantos dispersos. Hacia techo predominan las lutitas masivas con ocasionales intercalaciones arenosas de reducido espesor y morfología lenticular.

Al igual que en el caso anterior, las areniscas presentan costras carbonatadas, tanto continuas como en forma de nódulos aislados. El espesor del tramo arenoso está en torno a 0,50 m mientras que el espesor del tramo lutítico es bastante variable, denotando la diversa persistencia, en cada caso, de los fenómenos de decantación (Rust, 1978; Miall, 1978).

La asociación es representativa de subambientes en los que se producen flujos no confinados y desbordamientos frecuentes sobre la llanura fangosa situada entre los distintos canales. Tales procesos se producen, en el caso de las arenas, por mecanismos de *sheet-flood* y dan lugar a estructuras de laminación paralela (Miall, 1977; Collinson, 1978). Sin embargo, Rust (1984), Steel (1974), Hooke (1967) y Heward (1978), asumen que en muchas ocasiones las estructuras de este tipo son eliminadas bien por efecto de la bioturbación bien como resultado del enterramiento y a consecuencia de procesos diagenéticos.

Asociación de facies V.

Esta asociación aparece constituida por tres términos: el inferior, de naturaleza arenosa, sin tendencias de tamaño de grano, presenta estratificación cruzada de surco, geometría de canal en uno de sus laterales y de derrame por el otro. Su espesor es reducido, en general no superior a 0,60 m.

El término medio está representado por lutitas laminadas horizontalmente, que en ocasiones presentan *ripples*; el término superior se presenta en forma de masas lutíticas masivas con intercalaciones arenosas de carácter lenticular.

Se interpreta como un relleno de canal secundario por migración de *megaripples*. En ocasiones llegan a producirse derrames laterales por colmatación. La presencia de Fh y Fl está relacionada con la removilización de finos de la llanura fangosa cuando se producen derrames o desbordamientos (Reineck y Singh, 1975).

El término superior representa la continuación de los procesos de decantación en la llanura intercanales en momentos de bajas condiciones energéticas.

El ambiente de sedimentación corresponde, pues, a zonas de llanura fangosa en la que la colmatación de pequeños canales da lugar a desbordamientos de arenas que, a su vez, removilizan las facies finas adyacentes. Una vez finalizado el impulso de alta energía prosigue la decantación de lutitas en las que no son tan frecuentes los nódulos carbonatados como en el caso de las asociaciones III y IV.

En términos generales, las alternancias entre areniscas en facies canalizadas y los tramos lutíticos, como las descritas, pueden interpretarse como secuencias de compensación (Robles, 1984), que generan pequeños lóbulos deposicionales en el frente de zonas de distributarios completamente bifurcados (Cabrera *et al.*, 1985). Las lutitas proceden de la decantación de flujos desbordados y las areniscas de corrientes parcialmente confinadas que circulan por áreas deprimidas de una zona de orla aluvial intermedia a distal canalizada y bifurcada.

Sin embargo, existen desbordamientos arenosos con cierta frecuencia, como se pone de manifiesto en la asociación IV, lo que induce a pensar en una cierta movilidad de las orlas en muy poco espacio y tiempo o bien en que nos encontramos, realmente, en una zona mixta entre orla canalizada y no canalizada con características propias que permiten la existencia tanto de desbordamientos arenosos como lutíticos y de sedimentación en condiciones canalizadas. A la vista de los datos aportados y de las características de las facies nos inclinamos a pensar que esta segunda hipótesis es más probable que la primera.

2.1.1.3. Subunidad P.1.V.2. Andesitas superiores del Barranco de Valdegómez.

Corresponde a la subunidad P.1.3. de Hernando (1980). Sus características son similares a las de la subunidad volcánica inferior. Esta similitud es la que plantea graves problemas para su definición en el sector oriental. Se observa, en cualquier caso, una mayor contenido en materiales fragmentarios y una notable disminución de espesor respecto a la subunidad volcánica inferior. En este caso el espesor máximo se sitúa en torno a los 150 m en los afloramientos más surorientales, el mínimo es de aproximadamente 45 m, medido en las zonas situadas más hacia el Noroeste y el medio se ha fijado en 80 m.

2.1.1.4. Subunidad P.1.D.2. Lutitas y areniscas superiores del Barranco de Valdegómez.

Corresponde a la subunidad P.1.4. de Hernando (1980). Constituida por lutitas marrones, de forma subordinada aparecen areniscas blancas con estratificación cruzada de surco en la parte inferior, mientras que en la parte superior sólo lo hacen ocasionalmente y con reducido espesor presentando cristalizaciones carbonatadas. No se tienen en cuenta espesores máximos o mínimos por cuanto los límites de la subunidad son o bien mecánicos o bien de tipo erosivo a techo. El espesor promedio, deducido a partir de las distintas columnas realizadas, se estima en unos 250 m. Al igual que ocurre con el resto de subunidades de este sector se aprecia una disminución de potencia desde el Sureste hacia el Noroeste. Dentro de esta subunidad se han establecido las siguientes asociaciones de facies (Fig. 3-B):

Asociación de facies I.

Esta asociación de facies está constituida, fundamentalmente, por lutitas masivas con intercalaciones arenosas de pequeño espesor y geometría lenticular. Las lutitas presentan concreciones carbonatadas en forma de costras o bien aisladas. Este rasgo también aparece en los niveles arenosos en los que puede haber cristalizaciones dolomíticas de varios centímetros de espesor.

Esta asociación es representativa de zonas de bajo gradiente energético (Blair, 1987), caracterizadas, en el caso de abanicos, por depósitos de desbordamiento de lutitas y ocasionales aportes de material grueso (Flint *et al.*, 1986) canalizados a través de distributarios con lóbulos frontales en los que se sitúan las lutitas (Friend, 1978). Cuando esos canales pierden su encajamiento

disminuye notablemente su capacidad y dejan rápidamente la carga tractiva en el fondo. Este tipo de depósitos se produce predominantemente en las zonas externas del pie del abanico (Colombo, 1989).

El conjunto de carbonataciones y encostramientos que se producen en la zona responden a la existencia de áreas encharcadas (*pans* terminales de Ward, 1988) afectados por una intensa evaporación lo que corresponde a zonas de baja tasa de sedimentación relacionadas posiblemente con "playas".

Asociación de facies II.

Esta asociación está constituida tanto por términos arenosos como lutíticos. Los primeros se presentan en forma de paquetes granodecrecientes con abundantes cantos dispersos; presentan *sets* con estratificación cruzada de surco separados por cicatrices marcadas por cantos, representativas de la acreción en sucesivos estadios de la megaforma que origina este tipo de estructura. Presentan, asimismo, señales de procesos edáficos de tipo árido en el techo. La potencia de los tramos arenosos se sitúa, por término medio, entre 3-4 m, siendo su extensión lateral de aproximadamente 30-35 m.

Esta facies aparece asociada a materiales lutíticos de considerable espesor, tanto con laminaciones paralelas como masivos. Los tránsitos entre términos arenosos y lutíticos son netos en la vertical, mientras que en la horizontal las arenas aparecen englobadas dentro de las masas lutíticas.

Se ha interpretado esta asociación como representativa de zonas de canales de crecimiento episódico en las que en cada pulsación de flujo son removilizados parte de los materiales anteriormente depositados (la parte superior de un *set* es en parte erosionada por el siguiente). Por otra parte, el desbordamiento de estos canales, situados dentro de una zona de llanura fangosa, da lugar a la continua acreción de esta con materiales finos. Según Rust y Jones (1987) los pequeños cuerpos canalizados de este tipo, cubiertos a base y techo por lutitas, se forman en zonas de llanura aluvial fangosa, posiblemente en canales capaces de generar estos depósitos a pesar del bajo gradiente.

Asociación de facies III.

Asociación constituida en su mayor parte por lutitas masivas interrumpidas por cuerpos arenosos de geometría tabular irregular con laminación paralela. El espesor de las arenas raramente supera el metro siendo su extensión lateral media de 15-20 m. El acuñaamiento de estos cuerpos dentro de las lutitas es bastante rápido.

Se interpreta como indicativa de ambientes de llanura fangosa en la que ocasionalmente se producen desbordamientos de cauces confinados. Estos subambientes corresponden lateralmente a los canales descritos en la asociación de facies II.

Las facies Sh han sido descritas en zonas de llanura fangosa junto con laminaciones de *ripples* y lutitas masivas (Rust y Jones, 1987; Flint *et al.*, 1986).

Se pueden enunciar como características básicas

de esta subunidad el predominio de facies St junto con lutitas en la parte baja de la subunidad mientras que en la parte alta tan sólo se encuentran intercalaciones arenosas de poca potencia situadas entre paquetes lutíticos masivos de gran espesor. Asimismo se observa una acentuación de los procesos edáficos de tipo árido en la parte alta de la subunidad. En la parte inferior son frecuentes los flujos no confinados mientras que en los tramos altos tales fenómenos casi desaparecen y son sustituidos por decantación de finos.

2.1.2. Sector Oriental

En este sector la unidad P.1., con un espesor promedio de aproximadamente 250 m, se ha dividido en dos subunidades:

2.1.2.1. Subunidad P.1.V. Andesitas de La Castellana.

Se incluyen aquí las dos subunidades volcánicas de Hernando (1980) del sector occidental. Sus características son las mismas que se han citado para las subunidades P.1.V.1. y P.1.V.2. del sector occidental. En cuanto a su extensión, aparecen en dos afloramientos lineales de dirección Norte-Sur, con potencias máximas de 150 m en las proximidades de Alpedroches y mínimas de 80 m al Norte de Tordelloso, así como en algunos afloramientos de morfología circular.

2.1.2.2. Subunidad P.1.D. Lutitas y areniscas de La Castellana.

Se incluyen las dos subunidades detríticas de Hernando (1980) del sector occidental. Presenta una litología dominante lutítica. De forma subordinada aparecen en la base algunos paquetes de conglomerados y areniscas con señales de edafización y costras carbonatadas. La potencia máxima de la subunidad se sitúa en torno a los 200 m, la potencia mínima medida es de 120 m y la potencia media oscila entre los 150 y los 180 m. En este caso, en contraposición a lo que ocurría con la unidad volcánica de este sector, la disminución de potencia se verifica desde el Sur hacia el Norte y desde el Oeste hacia el Este. Dentro de esta subunidad se han diferenciado las siguientes asociaciones de facies (Fig. 3-C):

Asociación de facies I.

Esta asociación de facies está constituida, casi exclusivamente, por conglomerados granostenidos con cantos de litología muy variada y matriz arenosa y arenoso-arcillosa.

Dentro de una geometría canalizada puede observarse un conglomerado de espesor entre 0,60 y 1,40 m, con ligera imbricación de cantos y extensión lateral reducida. Por encima y de forma extensiva, se aprecian gravas con estratificación cruzada de surco de gran escala. Cuando esta última facies se apoya sobre finos se observan *gutter-cast* y ocasionales extrusiones arcillosas en el fondo del canal.

En los extremos de la zona con surcos, sobrep-

sando a estos, y situándose, a veces, por encima de finos, aparecen paquetes de gravas con estratificación cruzada planar de muy amplia extensión lateral (30 m).

Asociación de facies II.

Esta asociación presenta en sus dos términos inferiores análogas características a las de la asociación I.

Sin embargo, por encima de las gravas con estratificación cruzada de surco hay areniscas de color gris, de grano fino, con estratificación cruzada de surco y grietas de desecación a techo. Estas arenas presentan un espesor inferior a 0,50 m y se sitúan como relleno de las depresiones existentes a techo de las gravas infrayacentes. Su génesis debe producirse como consecuencia de la migración de *megaripples* sobre barras longitudinales o diagonales (Boothroyd y Ashley, 1975; Miall, 1977).

Asociación de facies III.

En este caso sólo el término inferior de la asociación está constituido por un conglomerado granosotenido de cantos de litología variada y ligeramente imbricados si bien, en ocasiones, no se observa orientación de los mismos.

Este conglomerado da paso a un término arenoso de considerable espesor (1-7 m) de grano muy grueso y con estratificación cruzada de surco difusa, que presenta una morfología netamente canalizada y en el que aparecen abundantes cantos dispersos.

Se interpreta como representativa de la migración de *megaripples* a lo largo de un canal (Coleman, 1969; Smith, 1970; McGowen y Garner, 1970; Miall, 1977; Turner, 1983; Blair, 1987) siendo el término conglomerático resultado del inicio de la formación de barras longitudinales de pequeño porte (Eynon y Walker, 1979; Rust, 1984) cuyo desarrollo se ve abortado por falta de energía.

Este conjunto de asociaciones de facies, caracterizadas por la presencia de términos en su mayor parte conglomeráticos, con variabilidad de estructuras y tamaños de cantos y con arenas de forma subordinada, es representativo de depósitos en canales de alto gradiente, probablemente efímeros, que experimentan grandes fluctuaciones en su descarga (Blair, 1987). Según este autor, la sedimentación tiene lugar principalmente en los momentos de alta energía mediante acreción vertical, y en menor parte, lateral a lo largo del canal.

Los depósitos conglomeráticos que constituyen el primer término no deben ser confundidos con pavimentos de gravas, generados en etapas secas por eliminación de las arenas, ya que en este caso su extensión lateral y su espesor serían notablemente mayores, no estando, además, confinados por debajo de depósitos de morfología canalizada (Blair, 1987; Turner, 1983).

Por otra parte el predominio de estratificaciones cruzadas de surco respecto a planares sugiere que la sedimentación estuvo dominada por la migración unidireccional de *megaripples* por el fondo de canales (Cant, 1978; Turner, 1983), al menos en las asociaciones de facies II y III o, en otros términos, las citadas asociacio-

nes son indicativas de canales en los que las condiciones energéticas no son suficientes para el desarrollo de barras conglomeráticas totalmente estructuradas. En este sentido, tan solo la asociación de facies I es representativa de condiciones en las cuales es posible el desarrollo de barras, tanto longitudinales y diagonales como transversales, debidas a distintos impulsos energéticos.

Asociación de facies IV.

Esta asociación está constituida exclusivamente por términos arenosos con geometría canalizada. Pueden distinguirse dos términos: uno con areniscas de grano fino, reducido espesor y estratificación cruzada de surco situado, generalmente, en la parte inferior de la geometría canalizada y otro, de areniscas de grano grueso con estratificación cruzada planar y geometría tabular irregular que se acuñan hacia la parte interna del canal, generalmente situado por encima del primero. Este segundo término presenta un reducido desarrollo lateral (inferior a 5 m).

Esta asociación se interpreta como producida por el desarrollo, en zonas de canales secundarios y baja energía, de *sand-waves* y rellenos de canal por migración de *megaripples*.

Generalmente, esta asociación aparece en la columna relacionada con las I, II y III. Su situación, por encima o por debajo de estas, estará en función del tipo de desplazamiento lateral de los canales tanto principales como secundarios.

Asociación de facies V.

Esta asociación presenta características muy similares a las de la anterior. No obstante, se ha diferenciado debido al mayor tamaño de sus términos, tanto en espesor como en extensión lateral, y por la presencia de depósitos conglomeráticos de tipo *lag* en la parte inferior de la asociación.

La interpretación es también similar, si bien es posible que en este caso, nos encontremos con que la migración de los *megaripples* y la formación de barras transversales se produzca en un canal principal o al menos de mayor porte respecto a los anteriores. En cualquier caso, estas dos últimas asociaciones representan una disminución notable en las condiciones energéticas si las comparamos con las tres anteriores.

Asociaciones de facies VI, VII y VIII.

En conjunto, estas tres asociaciones de facies están constituidas por dos términos litológicos: arenas y lutitas. Cada una de las asociaciones se independiza debido a rasgos particulares de sus términos pero, sin embargo, su interpretación puede realizarse de forma global.

La asociación VI presenta un término arenoso masivo de grano medio-fino, de aspecto noduloso con concreciones y costras carbonatadas. Asimismo son frecuentes los rasgos de bioturbación.

El término lutítico es masivo, con intercalaciones

arenosas de morfología lenticular.

Las arenas presentan espesores cercanos al metro y extensiones laterales de 20-30 m, mientras que las lutitas tienen espesor y extensión lateral muy variables pero en todos los casos el espesor es superior al de las areniscas.

La asociación VII se caracteriza por la presencia de un término arenoso análogo al de la asociación VI. En cuanto al término lutítico puede desglosarse en dos: uno inferior de lutitas con laminación paralela, interrumpida, ocasionalmente, por bioturbación, y otro superior en el que se aprecian láminas arenosas con cristalizaciones carbonatadas que llegan a penetrar en las lutitas.

La potencia de los tramos lutíticos es también muy variable, salvo en el término inferior de los mismos cuyo espesor puede situarse en torno a los 3-4 m, con extensiones entre 30 y 50 m.

La asociación VIII se caracteriza por presentar un término arenoso masivo, de aspecto noduloso y grano medio en el que se aprecian estructuras de escape de agua y abundantes cantos dispersos. Su espesor nunca supera los 0,60 m y su extensión se sitúa en torno a los 5 m.

El término lutítico se divide, también en esta ocasión, en dos: el inferior, masivo, con intercalaciones arenosas y geometría tabular algo irregular y el superior, extensivo sobre el anterior, constituido por lutitas masivas con laminación paralela a techo, abundante bioturbación y con extensión lateral entre 30 y 50 m.

Puede observarse, pues, la similitud de estas tres asociaciones. Todas ellas pueden asignarse a un subambiente distal (orla distal no canalizada, Robles, 1987).

En el caso de la asociación VIII la existencia de estructuras de escape de agua se debe a procesos de deformación por fluidificación del sedimento no consolidado debido a la carga depositada encima (Allen, 1982). Las deformaciones por carga se producen cuando sedimentos de mayor densidad se sitúan sobre otros menos densos. Esto da lugar a la formación de un perfil de gravedad inestable. Este tipo de estructuras son muy abundantes en sedimentos fluviales y normalmente se generan en un período corto de tiempo tras la sedimentación.

La fluidificación se produce cuando el arrastre ejercido por el movimiento del fluido de los poros supera el peso efectivo de los granos: las partículas son levantadas y la estructura destruida (Lowe, 1975). La fluidificación está acompañada por el colapso de depósitos con estratificación cruzada pobremente empaquetados y con alta porosidad primaria (Johnson, 1986).

Las estructuras de escape de agua más comunes se forman en arenas finas-medias depositadas en ambientes en los que las tasas de sedimentación son casi instantáneas (Lowe, 1975; Johnson, 1986). Son particularmente abundantes en depósitos de arenas con estratificación cruzada, tanto de surco como planar, y raras en tramos depositados bajo regímenes de alto flujo y lecho plano (Lowe, 1975). Este factor es mucho más importante, según Johnson (1986) que las fuertes pen-

dientes que Postma (1983) implica en la formación de este tipo de estructuras. Así lo sugiere el hecho de que nosotros encontramos estructuras de escape de agua en zonas de orla canalizada distal en las que, evidentemente, las pendientes de deposición son suaves.

2.2. UNIDAD P.2.

Lutitas y areniscas de Alpedroches.

Esta unidad está constituida por lutitas marrones masivas y areniscas grisáceas y rojizas. Las estructuras sedimentarias más comunes en las areniscas son estratificaciones cruzadas de surco, bases erosivas y laminaciones paralelas. Su potencia está en torno a los 200 m.

2.3. UNIDAD P.3.

Lutitas y conglomerados de Cañamares.

Caracterizada por la presencia de lutitas marrones masivas, areniscas rojas con estratificación cruzada de surco, planar y *lags* a la base, y conglomerados de cantos de cuarzo y pizarra cuya base presenta carácter erosivo, rasgo que se acentúa hacia techo de la unidad. Se ha determinado un espesor aproximado de unos 500 m para esta unidad.

3. CORRELACION

La evidente complejidad de esta relación de unidades litoestratigráficas informales obliga a realizar un intento de correlación entre las subunidades de uno y otro sector, dentro de la unidad inferior, que permita a su vez la resolución de los problemas estructurales y estratigráficos planteados por la zona. Para ello, nos basamos en una serie de datos que se detallan a continuación.

3.1. Consideraciones sobre rocas volcánicas

En el apartado anterior ya se hizo hincapié en la similitud composicional de todas las rocas volcánicas de la zona. Se trata de andesitas de tonos verdosos con fenocristales de feldespato y granate, que conforman coladas de dirección variable en un sector y otro. En la zona occidental presentan direcciones de afloramiento NW-SE mientras que en la zona oriental las direcciones de afloramiento predominantes son N-S. En este último sector se observan también afloramientos de carácter circular que pueden ser representativos de focos de emisión y/o formas dómicas.

El carácter fisural de las emisiones se pone de relieve por la presencia de "estructuras locales características de materiales lávicos" (Hernán et al., 1981): planos de diaclasado perpendiculares y/o paralelos a la base (diaclasado prismático) lo que en ocasiones da lu-

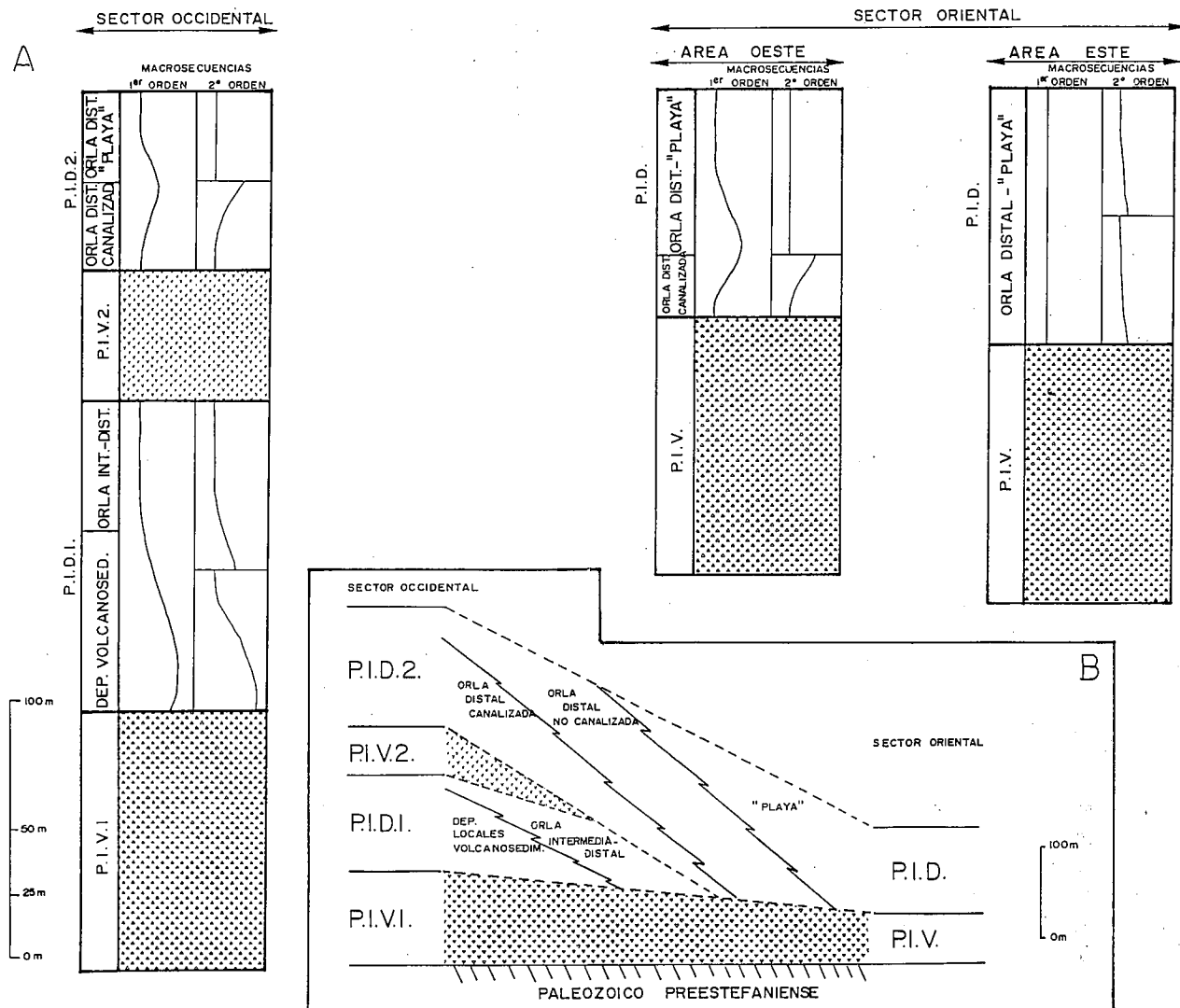


Fig. 4.-A: Unidad P.1. Correlación de las subunidades entre sectores. B: Modelo esquemático interpretativo.
 Fig.4.-A: Unit P.1. Subunits correlation between sectors. B: Schematic interpretative model.

gar a una disyunción que ha podido ser confundida con formas almohadilladas.

Tales materiales han sido englobados en un marco geotectónico correspondiente a un modelo de reactivación continental por colisión, en el que el mecanismo de producción de los materiales calcoalcalinos tendría una génesis profunda, es decir, inducido por la placa litosférica subducente (Ancochea *et al.*, 1981).

Sin embargo, y a pesar de su similitud composicional, existen algunas diferencias importantes referentes a la disposición espacial, entre los afloramientos de rocas volcánicas de un sector y otro.

En el sector occidental pueden distinguirse dos afloramientos lineales de andesitas (Fig. 2): el situado más al Sur (P.I.V.1.) se apoya discordante sobre Paleozoico preestefaniense, el cual aparece alterado en un espesor promedio de 8 metros bajo el contacto, seguramente debido al calentamiento producido por la emisión volcánica, ya que presenta síntomas de calcinación.

El afloramiento correspondiente a la subunidad

P.I.V.2., situado más al Norte, se apoya concordante sobre una subunidad detrítica (P.I.D.1.) que aparece, al igual que el Paleozoico en el caso anterior, afectada por la emisión volcánica (Fig. 2).

Tanto la subunidad detrítica inferior como la superior, en sus partes más basales, están constituidas por materiales que denotan una relación genética respecto a la unidades volcánicas infrayacentes: brechas volcánicas, lutitas y areniscas con presencia de granos, cantos, vetas y cristalizaciones de origen volcánico. Esta última característica pone de manifiesto el carácter efusivo de las emisiones volcánicas y también la concordancia y continuidad estratigráfica y temporal de las cuatro subunidades a las que nos hemos referido. Por otra parte, estas cuatro subunidades presentan unos mismos rasgos geométricos, concretados en la existencia de espesores máximos en los afloramientos surorientales y mínimos en los noroccidentales lo que indica una cierta continuidad de los depocentros a lo largo del tiempo.

En el sector oriental, sin embargo, nos encontramos con que los dos afloramientos volcánicos tienen dirección N-S y se presentan, ambos, discordantes sobre Paleozoico, que también aparece alterado bajo el contacto.

Por otra parte, los materiales suprayacentes a las coladas presentan similares características, tanto litológicas como por aparecer, en ambos casos, estructuras y mineralizaciones derivadas de las rocas volcánicas infrayacentes, lo que parece confirmar su continuidad con éstas independientemente del carácter concordante del contacto. Ya se ha indicado la contraposición en las direcciones de disminución de potencia entre las unidades volcánicas y detríticas en este sector: la subunidad detrítica presenta una zona de máximo espesor situada al Sur y coincidente con las determinadas para las subunidades del sector occidental; por el contrario, la subunidad volcánica presenta mayor espesor hacia el norte lo que parece sugerir la existencia de distintos focos de emisión para las andesitas de la subunidad volcánica inferior (aquellas situadas, en ambos sectores, discordantes sobre Paleozoico preestefaniense).

Las características petrográficas de las rocas volcánicas no permiten, por sí mismas, diferenciar una colada de otra en el sector oriental y por consiguiente hay que basarse en observaciones cartográficas y estructurales de las mismas para discernir acerca de su posición estratigráfica. A este respecto cabe señalar, como se observa en la Fig. 2, la complejidad estructural de la zona situada entre los dos afloramientos volcánicos del sector oriental. Se trata de un valle ocupado casi en su totalidad por materiales detríticos pérmicos en el que es muy difícil la definición de la estructura debido a la disposición de los afloramientos. A partir de la cartografía puede deducirse la existencia de una fractura que atraviesa el mencionado valle en dirección N-S y que podría dar lugar a la repetición de la serie Paleozoico-Subunidad volcánica-Subunidad detrítica.

3.2. Consideraciones sedimentológicas

Del análisis de las asociaciones de facies realizado en cada una de las subunidades se obtienen las interpretaciones consiguientes:

3.2.1. Sector occidental

— Subunidad P.1.D.1.

La disposición de las asociaciones de facies y de los tipos arquitecturales permite caracterizar dos partes diferenciadas dentro de esta subunidad. Es necesario señalar que las potencias totales de las subunidades no coinciden con las que aquí se indican puesto que se ha preferido mantener en este apartado las potencias de aquellos tramos de cada subunidad mejor caracterizados sedimentológicamente.

La parte inferior, con un espesor aproximado de 50 m, determinada por la asociación de facies I, está constituida por depósitos de carácter muy local: brechas volcánicas de cabecera generadas por procesos de

gravedad o de tipo mixto. Dentro de esta parte inferior se observa una neta disminución del espesor de los cuerpos de brechas volcánicas y de la proporción de matriz en los mismos hacia techo.

La parte superior, con un espesor aproximado de 70 m, caracterizada por las asociaciones de facies II, III, IV y V, presenta unos rasgos de arquitectura que se resumen en el desarrollo de canales arenosos y mixtos con relaciones anchura/profundidad altas y *bed forms* de pequeño porte arenosos y mixtos. Por otra parte, son frecuentes las lutitas de decantación con intercalaciones lenticulares de arenas (tanto formas canalizadas pequeñas como desbordamientos tractivos, también de pequeño tamaño). Del mismo modo que se incrementa la proporción de finos hacia la parte alta de la subunidad se observa una acentuación de los procesos edáficos tendentes a la formación de horizontes discontinuos e inmaduros de caliche. En este sentido podría determinarse una zona inferior dentro de esta parte superior de la subunidad, caracterizada por la menor presencia de rasgos edáficos y por la aparición sistemática de las asociaciones II y V, mientras que en la zona superior serían predominantes las asociaciones III y IV.

Desde el punto de vista de la jerarquización de las secuencias (en el sentido de Cabrera *et al.*, 1985), dentro de esta subunidad se han localizado dos macrosecuencias de segundo orden (Fig. 4-A), ambas con tendencia granodecreciente y espesor aproximado de 60 m. La macrosecuencia superior presenta un mayor desarrollo vertical de las facies finas y un menor tamaño de grano en las gruesas respecto a la macrosecuencia inferior, constituida por brechas volcanosedimentarias y lutitas. La macrosecuencia superior puede interpretarse como resultado de la implantación de canales activos en una zona distal del sistema de abanicos y el posterior abandono de la misma, quedando reducidos los depósitos a la decantación de finos.

Ambas macrosecuencias de segundo orden constituyen una macrosecuencia de primer orden indicativa de la retrogradación del sistema sedimentario (orla distal intermedia con depósitos locales en la base).

— Subunidad P.1.D.2.

La disposición de las asociaciones de facies y de los tipos arquitecturales dentro de la subunidad permite diferenciar dos tramos característicos (Fig 4-A).

El inferior, de unos 40 m de espesor, en el que son frecuentes las asociaciones II y III, y en el que predominan los procesos de corriente en varios impulsos con la subsiguiente decantación de finos. En este tramo los rellenos de canal son exclusivamente arenosos y de tipo multiepisódico, los *bed forms* son también arenosos y presentan tamaños muy reducidos, los desbordamientos tractivos son frecuentes aunque de pequeño porte y se observan con frecuencia fenómenos de decantación lutítica. Se considera representativo de un subambiente correspondiente a una orla distal canalizada.

El tramo superior, de aproximadamente 30 m de potencia, está determinado fundamentalmente por la

aparición de la asociación de facies I. En él se denota una acusada disminución de los procesos tractivos y un predominio de la decantación de finos y una intensificación de los procesos edáficos respecto a la etapa anterior. Tales depósitos parecen característicos de zonas de orla distal o fangosa no canalizada en tránsito a subambientes de "playa".

En esta subunidad se han diferenciado dos macrosecuencias de segundo orden (Fig. 4-A): la inferior (35 m) presenta una neta tendencia granocreciente mientras que la superior está constituida casi exclusivamente por finos razón por la cual su definición es un tanto problemática.

En conjunto, ambas se estructuran en una macrosecuencia de primer orden de tendencia granodecreciente que representa una retrogradación del sistema (orla distal-orla fangosa-"playa").

3.2.2.- Sector oriental

— Subunidad P.1.D.

En esta subunidad se lleva a cabo una distinción en áreas (Este y Oeste) al haberse detectado una tendencia neta hacia la distalidad en dirección Este.

— Área Oeste

Se diferencian dos tramos característicos en la vertical. El inferior, con una potencia de 25 m, determinado por las asociaciones de facies I, II, III, IV y V, esta última de forma ocasional, en el que se aprecia el desarrollo de canales de cierta consideración, tanto con relleno arenoso como mixto, y con variabilidad de estructuras sedimentarias. Otro tipo arquitectural importante está constituido por arenas y finos de desbordamiento. Este conjunto de características permite asignar a este tramo un subambiente próximo a zonas de orla distal canalizada.

El tramo superior, con una potencia aproximada de 65 m, caracterizado por la asociación de facies VIII, presenta tipos arquitecturales constituidos por ocasionales barras de muy pequeño porte, canales de reducidas dimensiones con relleno exclusivamente arenoso y arenas y finos de desbordamiento. No obstante, el rasgo característico de este tramo es la frecuencia y extensión con que aparecen depósitos de decantación de lutitas. Por otra parte son también abundantes las costras y nódulos carbonatados. Los materiales del tramo superior se asignan, por consiguiente, a una sedimentación producida en orlas distales no canalizadas en transición a "playas" asociadas al sistema de abanicos.

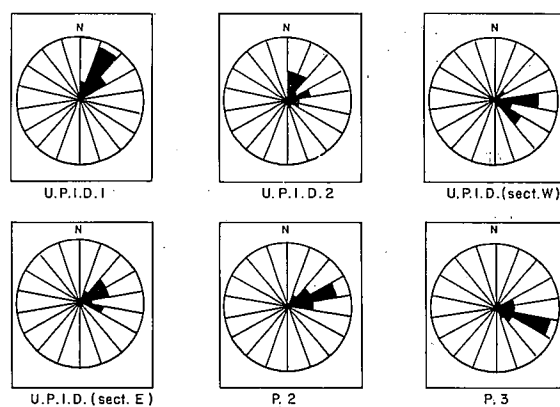
En el área Oeste se han diferenciado dos macrosecuencias de segundo orden análogas a las descritas en la subunidad P.1.D.2. (Fig. 4-A) salvo en su potencia, que aquí es de 25 m y 65 m para la inferior y superior, respectivamente. La interpretación también es similar: ambas se estructuran en una macrosecuencia de primer orden, de tendencia granodecreciente, que representa una retrogradación del sistema (orla distal-orla fangosa no canalizada-"playa").

— Área Este

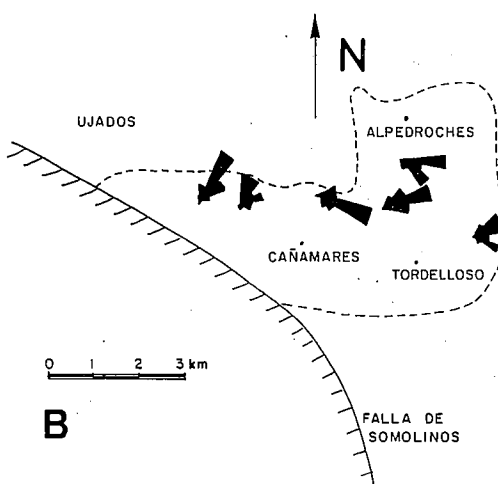
Solo se diferencia un tramo evolutivo en la verti-

cal de aproximadamente 100 m de espesor, caracterizado por la presencia de las asociaciones de facies V, VI y VII, esta última de forma ocasional. En este tramo se aprecia el predominio de los procesos de decantación de lutitas entre los que, de forma poco frecuente, se producen desbordamientos tractivos de pequeña entidad. Se observa también el desarrollo, muy esporádico, de canales someros con estructuras de baja energía siempre en términos arenosos. Se acentúan los procesos edáficos de carácter árido en relación a la zona Oeste. Se asigna, pues, el conjunto de estos materiales a un subambiente de orla distal no canalizada en tránsito a "playa".

En este área tan sólo se ha determinado una macrosecuencia de primer orden muy poco definida (100 m de espesor) (Fig. 4-A), posiblemente subdividida en otras dos de segundo orden de 50 m de potencia cada una, perfectamente correlacionables con las dos macro-



A



B

Fig. 5.-A: Direcciones de paleocorriente medidas en las diferentes unidades y subunidades pérmicas. B: Distribución espacial de las componentes obtenidas.

Fig. 5.-A: Paleocurrent patterns measured in permian units and subunits. B: Areal distribution of obtained trends.

secuencias superiores de primer orden definidas en P.1.D.2. y P.1.D. (área Oeste).

A lo largo de trabajos previos se llevaron a cabo mediciones de paleocorrientes sobre los tramos arenosos de las unidades pérmicas. Los resultados obtenidos se reflejan de manera esquemática en la Fig. 5-A. Para obtener una visión espacial de estas medidas se han situado sobre un mapa sinóptico los gráficos de sectores correspondientes a cada unidad y subunidad (Fig. 5-B). En esta figura se observa que las direcciones de paleocorriente experimentan una notable variación entre un sector y otro: en la zona occidental la componente principal es NE mientras que en el sector oriental tal componente se desplaza hacia el E.

El conjunto de datos anteriores permiten formular, en una primera aproximación, una hipótesis de correlación de las subunidades de la unidad inferior entre el sector oriental y el occidental. A partir de los datos analizados sobre rocas volcánicas nos encontramos ante la existencia de dos coladas separadas temporalmente en el sector occidental, mientras que en el oriental los datos cartográficos indican la presencia de una sola emisión volcánica que, o bien puede presentar dos focos de emisión lineales y contemporáneos o bien se encuentra repetida a causa de movimientos producidos por una fractura situada entre ambos afloramientos y de dirección N-S.

En cualquier caso parece evidente que mientras que en el sector occidental nos encontramos con cuatro subunidades (dos volcánicas y dos detríticas) en el oriental tan sólo aparecen dos subunidades (una volcánica y una detrítica). Cualquier tentativa de correlación entre estas subunidades debe ser coherente con el resto de datos. En este sentido es necesario estudiar detenidamente las consideraciones sedimentológicas. Puede deducirse a partir de ellas una notable relación entre las subunidades P.1.D.2. y P.1.D. En efecto, se observa una evolución en la horizontal de los subambientes asignados a las subunidades antes citadas (Fig. 4-B): P.1.D.2. se caracteriza por una tendencia retrogradante: facies de orla distal no canalizada se sitúan sobre otras correspondientes a una orla distal canalizada; P.1.D., en el sector oriental, presenta también tendencia retrogradante: facies de "playa", asociadas a una orla distal no canalizada, se sitúan sobre facies de orla distal no canalizada acentuándose el predominio de las primeras en la parte más oriental del sector.

Cabe interpretar tal situación como resultado de una evolución lateral de los subambientes dentro de la misma subunidad y para un mismo periodo de tiempo. Este planteamiento, basado en datos sedimentológicos, es indicativo por consiguiente de la identidad de las subunidades P.1.D.2. y P.1.D.

Los datos derivados de la distribución de paleocorrientes en la zona indicaban una marcada diferencia en cuanto a las tendencias en las cercanías de la zona activa y en zonas más alejadas de la misma que corresponden al sector oriental (Fig. 5-B).

El giro que experimentan las direcciones de paleocorriente a medida que nos alejamos de la zona activa podría interpretarse asumiendo que las corrientes que

transportan los materiales han llegado a zonas de menor relieve de manera que se produce la afluencia de las mismas a caudales que discurren paralelamente a la zona activa. Esta suposición, sin embargo, no explica las variaciones existentes en las direcciones de afloramiento de las coladas volcánicas ni la disposición observada en las subunidades detríticas.

La existencia de elementos morfológicos (bloques activos) que modifiquen las pautas de las direcciones de aporte constituiría una explicación satisfactoria para superar las dificultades antes mencionadas. Por otro lado, tales elementos explicarían por sí mismos las variaciones en las direcciones de afloramiento que presentan las coladas volcánicas.

4. CONCLUSIONES

Los datos sedimentológicos apoyan la correlación de la subunidad detrítica (P.1.D.2.) del sector occidental con la subunidad detrítica del sector oriental (P.1.D.), de manera que esta última es el equivalente distal de la primera.

Asimismo, pueden correlacionarse las subunidades volcánicas P.1.V.1. y P.1.V., tanto por situarse ambas discordantes sobre Paleozoico preestefaniense como por su carácter de coladas masivas, en contraposición a la naturaleza más fragmentaria de la subunidad P.1.V.2.

De este modo, las subunidades P.1.D.1. y P.1.V.2. constituirían depósitos locales no extensivos sobre el sector oriental. La presencia de materiales fragmentarios y aglomeráticos en la subunidad P.1.V.2. puede ser indicativo de su carácter residual y local. Por otra parte, la subunidad P.1.D.1. presenta un carácter especial, fundamentalmente por la importancia de los depósitos de brechas volcánicas en la base de la misma. Tal circunstancia se explica asumiendo también la naturaleza local de aquellos depósitos, producidos por derrubios o coluviones generados a partir de la paleotopografía resultante de la primera emisión volcánica, de extensión y potencia considerablemente mayor que la segunda, en las cercanías de la zona activa (Falla de Somolinos).

Esta disposición puede resumirse si suponemos que en zonas tectónicamente activas, como la que nos ocupa, existen bloques elevados de pequeñas dimensiones que condicionan la distribución y potencia de los depósitos sedimentarios y de las emisiones volcánicas, ambos contemporáneos con el movimiento de dichos bloques. Estos a su vez pueden modificar las pautas de dirección y sentido de las paleocorrientes y, ocasionalmente, la dirección de flujo de las coladas.

AGRADECIMIENTOS

Quiero mostrar mi agradecimiento a los Dres. Santiago Hernando y Ricardo Rincón, de la Universidad Complutense, por la revisión crítica del manuscrito y también por sus sugerencias.

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary Structures. Their character and physical basis*. Elsevier. Amsterdam. *Dev. in Sedimentology*, 30: 593 p.
- Ancochea, E., Hernán, F. y Vegas, R. (1981): Un marco tectónico para el vulcanismo de Atienza (provincia de Guadalajara). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 421-430.
- Arche, A., Hernando, S., Ramos, A., Sopena, A. y Virgili, C. (1975): Distinction between environments in the Permian and Basal Triassic Redbed in Central Spain. *IXème Congrès Inter. de Sédimentologie. Nice*. Tema 5-1: 9-12.
- Blair, J.C. (1987): Sedimentary processes, vertical stratification sequences and geomorphology of the Roaring River alluvial fan. Rocky Mountain. National Park. Colorado. *Sedim. Geol.*, 57: 1-18.
- Boothroyd, J.C. y Ashley, G.M. (1975): Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern Gulf of Alaska. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 23: 193-222.
- Cabrera, L., Colombo, F. y Robles, S. (1985): Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the Southeastern Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. *6th Europ. Reg. Mtg. Sedim. I.A.S. Lleida*. Excursion Guidebook n.º 10: 393-492.
- Cant, D.J. (1978): Development of facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. In: *Fluvial Sedimentology*. (A. D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 385-412.
- Coleman, J.M. (1969): Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation. *Sedim. Geol.*, 3: 129-239.
- Collinson, J.D. (1978): Vertical sequence and sand body shape in alluvial sequences. In: *Fluvial Sedimentology*. (A. D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 577-586.
- Eynon, G. y Walker, R.G. (1974): Facies relationships in Pleistocene gravels, Southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21: 43-70.
- Flint, S., Clemmey, H. y Turner, P. (1986): The Lower Cretaceous Way Group of Northern Chile: an alluvial fan-fan delta complex. *Sedim. Geol.*, 46: 1-22.
- Friend, P.F. (1978): Distinctive features of some ancient river systems. In: *Fluvial Sedimentology*. (A. D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 531-542.
- Hernán, F., Ancochea, E. y Perni, A. (1981): El vulcanismo del Area de Atienza. Estudio petrológico. *Estudios Geol.*, 37: 18-25.
- Hernando, S. (1973): El Pérmico de la región Atienza-Somolinos (Prov. de Guadalajara). *Bol. Geol. Min.*, 84: 231-235.
- Hernando, S. (1977): *Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provs. de Soria, Segovia y Guadalajara)*. Tesis Univ. Complutense. (pub. *Seminari. Estratigr.* N.º 2. 408 p.)
- Hernando, S. (1980): Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza. *Cuad. Geol. Ibérica*, 6: 21-54.
- Hernando, S. y Hernando, J. (1976): Estudio de las fracciones pesadas del Pérmico de la región Ayllón-Atienza (Segovia, Soria y Guadalajara). *Estudios Geol.*, 32: 77-94.
- Hernando, S., Schott, J.J., Thuizat, R. y Montigny, R. (1980): Age des andesites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne). Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Sci. Geol. Bull.*, 33: 110-128.
- Heward, A.P. (1978): Alluvial fan sequences and megasequences models with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain. In: *Fluvial Sedimentology*. (A. D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 669-701.
- Hooke, R.L. (1967): Processes on arid region alluvial fans. *Jour. Geol.*, 75: 438-460.
- Johnson, S.Y. (1986): Water escape structures in coarse grained volcanoclastic fluvial deposits of the Ellensburg Formation, South Central Washington. *Jour. Sed. Petrol.*, 56: 905-910.
- Kindelan, J.A. (1931): Mapa y memoria explicativa de la hoja 433 (Atienza) del Mapa Geológico Nacional a escala 1: 50.000. *I.G.M.E.*
- Lotze, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl.*, 14(3). Berlín. 320 p.
- Lowe, D.R. (1975): Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.
- McGowen, J. H. y Garner, L.E. (1970): Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14: 77-111.
- Miall, A.D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Reviews*, 13: 1-62.
- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial Sedimentology*. (A. D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 597-604.
- Palacios, P. (1879): Reseña geológica y física de la parte Noroeste de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 6: 321-351.
- Pérez Mazarío, F. (1987): *Estratigrafía y sedimentología del Pérmico. Sector de Cañamares (Prov. de Guadalajara)*. Tesis Licenciatura. Univ. Complutense. Madrid. (Inéd.). 276 p.
- Pinilla, A., Alexandre, J. y Leiva, A. (1970): Areniscas triásicas del Bunt de la provincia de Guadalajara-I-Atienza. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Serie Geología)*, 67: 35-70.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. (1975): *Depositional Sedimentary Environments with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag. Berlín. 439 p.
- Robles, S. (1984): El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de la Población de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell. *Iberda. Public. del Instituto de Estudios Ilerdenses de la Diputación Provincial de Lérida*, 45: 119-144.
- Robles, S., García-Mondéjar, J. y Pujalte, V. (1987): Sistemas aluviales pérmicos del área de Peña Labra-Peña Sagra (Cantabria y Palencia). *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 5-21.
- Rust, B.R. (1978): Depositional model for braided alluvium. In: *Fluvial Sedimentology*. (A. D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 605-627.
- Rust, B.R. (1984): Proximal braidplain on the middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspi, Quebec, Canada. *Sedimentology*, 31: 675-695.
- Rust, B.R. y Jones, B.G. (1987): The Hawkesbury Sandstone of Sidney, Australia: Triassic analogue for the deposit of a large braided river. *Jour. Sed. Petrol.*, 57: 222-233.
- Schröder, E. (1929): Das Granzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, 16. Berlín. (Trad. al castellano: *Publ. Extr. Geol. España*, 1943, 4: 235-291.)
- Smith, G.A. (1987): The influence of explosive vulcanism on fluvial sedimentation: The Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon. *Sedim. Geol.*, 57: 613-629.
- Smith, N.D. (1970): The braided stream depositional environment: comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks, North Central Appalachians. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 1993-3014.

- Soers, E. (1972): Stratigraphie et Géologie Structurale de la partie orientel de la Sierra de Guadarrama. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 4: 7-94.
- Steel, R.J. (1974): New red sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province, Scotland. *Jour. Sed. Petrol.*, 44: 336-357.
- Steel, R. J. y Aasheim, S.M. (1978): Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). In: Fluvial Sedimentology. (A. D. Miall, Ed.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 385-412.
- Steel, R.J., Maehle, S., Nilsen, H., Roe, S.L. y Spinnagr, A. (1977): Coarsening upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: Sedimentary response to tectonic events. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1124-1134.
- Turner, B.R. (1983): Braidplain deposition of the upper triassic Molteno Formation in the main Karoo (Gondwana) basin, South Africa. *Sedimentology*, 30: 77-89.
- Virgili, C., Hernando, S., Ramos, A. y Sopeña, A. (1973): La sédimentation Permienne au centre de l'Espagne. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 15: 109-113.
- Ward, J.D. (1988): Eolian fluvial and pan (playa) facies of the Tertiary Tsondab Sandstone Formation in the Central Namib Desert, Mamibia. *Sedim. Geol.*, 55: 143-162.

Recibido el 5 de febrero de 1990

Aceptado el 23 de junio de 1990